



Impact du climat et de la tectonique sur la dynamique des systèmes sédimentaires pendant l'ouverture de l'Atlantique Sud

Anne-Claire Chaboureau

► To cite this version:

Anne-Claire Chaboureau. Impact du climat et de la tectonique sur la dynamique des systèmes sédimentaires pendant l'ouverture de l'Atlantique Sud. Stratigraphie. Université Rennes 1, 2012. Français. NNT : . tel-00830475

HAL Id: tel-00830475

<https://theses.hal.science/tel-00830475>

Submitted on 5 Jun 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la matière

présentée par

Anne-Claire Chaboureau

préparée à l'unité de recherche UMR 6118 CNRS
Géosciences Rennes
UFR Structures et Propriétés de la Matière

**Impact du climat et
de la tectonique sur
la dynamique des
systèmes
sédimentaires
pendant l'ouverture
de l'Atlantique Sud**

**Thèse soutenue à Rennes
le 30 Novembre 2012**

devant le jury composé de :

François ROURE

Professeur, IFPen / *rapporteur*

Gilles RAMSTEIN

Directeur de recherches, LSCE / *rapporteur*

Ritske, S. HUISMANS

Professeur, Université de Bergen / *examineur*

Jean-Loup RUBINO

Expert sédimentologue, Total / *examineur*

François GUILLOCHEAU

Professeur, Université Rennes1 / *examineur*

Cécile ROBIN

Maître de conférence-HDR, Université Rennes1 /
directeur de thèse

Yannick DONNADIEU

Chargé de recherche, LSCE / *co-directeur de thèse*

Sébastien ROHAIS

Ingénieur de recherche, IFP / promoteur IFPen

Résumé:

L'ouverture de l'Atlantique Sud s'est initiée par une phase de rifting au Crétacé inférieur. Pendant cette période, une épaisse série salifère s'est développée dans tout le segment Central. La présence contemporaine d'évaporites, communément associées à un climat aride, suggère donc la possibilité d'avoir eu, au Crétacé inférieur, des zones arides à proximité de l'Equateur. Cette observation soulève alors des questions majeures: quelle a été l'incidence du rifting sur le climat? Et quels rôles ont pu jouer ces deux processus, climat et tectonique, dans la dynamique sédimentaire et entre autre sur la dynamique des dépôts du sel? Dans ce but, une approche par modélisation numérique a été choisie et trois grandes étapes ont été suivies, (1) une synthèse paléogéographique, (2), une modélisation climatique, et (3) une modélisation stratigraphique. La synthèse paléogéographique a permis, dans un premier temps, de mettre en évidence une évolution diachrone de l'activité du rift, précoce au Nord du segment Central avant de se propager dans la partie Sud, et d'autre part de préciser la chronologie des deux phases d'extension, rift et sag. Les modélisations climatiques ont montré l'existence d'une ceinture climatique humide au Nord de la zone d'étude, ainsi qu'une forte saisonnalité. Enfin, les modélisations stratigraphiques ont révélé l'importance de la prise en compte (1) de cette saisonnalité dans les modèles et (2) de la paléogéographie du segment Central. L'interaction entre les trois thématiques a permis de préciser l'importance des paramètres de contrôle pour la formation des évaporites. Ainsi, (1) le climat a joué un rôle majeur en offrant des conditions climatiques favorables grâce à la saisonnalité du climat dans la mise en place des évaporites, mais (2) le rift a exercé un contrôle primordial puisqu'il a généré un régime de subsidence permettant la connexion marine et l'apport de sel nécessaire au dépôt des évaporites dans un bassin encore protégé.

Abstract:

The opening of the South Atlantic was initiated by a rifting phase during the Early Cretaceous. During this period a large salt sequence develops in the Central segment. The presence of evaporites, commonly associated to an arid climate, suggests the possibility of having, during the Cretaceous, arid zones close to the equator. This observation raises majors questions: what was the incidence of the rifting on the climate ? And what were the roles of these two processes on the sedimentary dynamic and particularly during the salt deposit? In this purpose a numerical modeling approach was chosen and three major steps were followed: (1) paleogeographic synthesis, (2) climate modeling, and (3) stratigraphic modeling. The paleogeographic synthesis has highlighted, in a first time, a diachronous evolution of rift activity, early in the northern part of the Central segment before spreading in the southern part, and secondly to clarify the chronology of two phases of extension, rift and sag. Climate models have shown the existence of a humid climatic belt northern to the study area, and a strong seasonality. Finally, stratigraphic modeling revealed the importance of taking into account (1) of this seasonality pattern and (2) of the paleogeography of the Central segment. The interaction between the three thematic has clarified the importance of the control factors for the formation of evaporites. Thus, (1) the climate played a major role in providing favorable climatic conditions due to the seasonnality, but (2) the rift has been the primary control factor by allowing a subsidence for marine connection and income of salt for deposition of evaporites in a restricted basin.

Les remerciements.....

Finalement, les remerciements, c'est un peu comme le début de la thèse ou de la rédaction ... La première question que l'on se pose, pendant ~~5 minutes, 10 minutes, 15 minutes~~, longtemps devant son écran d'ordinateur est « par où commencer ? ». Dans l'idéal il faudrait faire comme pour la bibliographie : l'écrire au fur et à mesure pour être sûre de n'oublier personne. ~~Bien sûr c'est ce que j'ai fait... Pour les deux.~~ Ces trois ans de thèse riment pour moi avec trois encadrants, trois lieux, et beaucoup de rencontres dans chaque ; la liste va être un peu longue.

Je souhaiterais tout d'abord remercier les membres du Jury, François Roure, Gilles Ramstein, Jean-Loup Rubino, Ritske Huismans, Yannick Donnadiou, Cécile Robin, Sébastien Rohais, et enfin François Guillocheau, pour avoir accepté de lire, corriger, critiquer et discuter mon travail. Merci pour l'intérêt que vous y avez porté, pour vos apports scientifiques et toutes vos remarques.

Mes premières pensées vont ensuite vers Cécile Robin, Yannick Donnadiou et Sébastien Rohais, mes trois mentors. Merci pour la confiance que vous m'avez accordée en me choisissant pour ce passionnant sujet de thèse, et merci de l'avoir conservée pendant ces trois ans. Vous m'avez laissé m'adapter dans cette nouvelle thématique, vous m'avez encadrée, encouragée, aidée, motivée. Merci d'avoir partagé avec moi votre expérience, et merci pour tout ce que vous m'aurez appris, dans vos domaines de prédilection respectifs. Cécile merci pour ta présence infaillible, même à plus de 8000 kilomètres en Chine, tout particulièrement les dernières semaines de rédaction, intenses, où ton soutien a été précieux. Merci pour tes lectures de mes premiers jets, et relectures de mes derniers jets, merci pour la rigueur scientifique avec laquelle tu as supervisé mon travail, enfin merci pour tout ce que tu m'as transmis. Yannick, tu as eu la lourde tâche de m'initier à la modélisation climatique, merci pour m'avoir fait aimer cela. Merci de ta patience pour m'expliquer les runs, les scripts, les commandes, merci de m'avoir toujours encouragée à aller plus loin dans les diagnostics, et à persévérer dans la décortication des modélisations et dans mes idées. Inconnu en début de thèse, c'est aujourd'hui un monde beaucoup moins obscur, que je trouve passionnant. Sébastien, merci tout d'abord d'avoir pensé à moi pour cette thèse et merci pour la confiance que tu m'as accordée. Merci pour toutes les discussions que nous avons pu avoir, pour ton enthousiasme permanent, pour m'avoir fait me poser les bonnes questions, et pour m'avoir aidée à trouver les bonnes réponses.

Je dois également une grande partie de ce travail à différentes personnes, qui se sont impliquées dans ma thèse, qui m'ont aidée et parfois même encadrée. Je pense à François Guillocheau. Merci de t'être investi dans mon sujet de thèse, qui n'aurait pas abouti à cela sans toi. Merci pour m'avoir appris à synthétiser, colorier, raturer, corriger et discuter mes résultats. Enfin merci pour ton perfectionnisme, grâce auquel je me suis améliorée. Merci également à Pierre Sepulchre. Tu m'as aidée dès que j'en ai eu besoin, et chaque fois que je suis revenue à la charge. Merci pour l'attention que tu as porté pour mon sujet, et pour ton investissement. Daniel Aslanian, Maryline Moulin et Marina Rabineau, sans nos discussions, ce manuscrit de thèse ne serait pas le même. Dès notre première rencontre vous avez pris le temps de m'expliquer la cinématique et différents rouages de l'Atlantique Sud. Où que ce soit, vous m'avez accueillie chaleureusement, et c'est toujours un plaisir de vous voir. Didier Granjeon, merci pour ton aide et ton assistance, pour avoir répondu à mes nombreuses questions, pour ta grande patience (et le mot est faible), et pour ta disponibilité. Merci également pour tes corrections et commentaires pendant la rédaction du manuscrit. Merci également Olivier Dauteuil, ou l'homme qui résout les erreurs de codes numérique plus vite que son ombre. Merci pour m'avoir appris les bases de la programmation et merci aussi pour les nombreux « débuggages » qui ont inévitablement suivi. Christian Lecarlier, merci également pour tous les dépannages GoCad à Rennes, et pour avoir parfois revêtu la casquette « service après-vente Dell ». Olivier Broucke, merci pour les nombreux conseils et échanges que nous avons pu avoir.

La thèse, ce n'est évidemment pas que le travail. Je voudrais donc remercier toutes les personnes côtoyées pendant ces trois ans, de près ou de loin, longtemps ou brièvement, au boulot ou au détour d'un apéro d'une réunion scientifique, et qui ont contribué à faire de ces trois années un concentré de bons moments. A Rennes, merci à tous les permanents, Jean-Noël P., Sylvie B., Marie-Pierre D., Marie-Paule B., Thierry N., pour la convivialité, les séminaires, les discussions, bref, la bonne ambiance et bonne humeur générale. Un merci particulier à Jacques B., pour toutes les fois où, en fin de thèse, tu t'es enquis de savoir comment nous allions Fabien et moi, et pour avoir supporté, du bureau voisin, nos rires et jacassements débats scientifiques animées, sans dire un mot. Merci également Delphine R., pour avoir occupé peu de temps avant le même bureau, toi non plus tu ne t'es jamais plainte des « baby's » ! Bien sur, MERCI les copains Rennais. Sans vous, ces trois années n'auraient jamais été aussi festives studieuses. The first one, Fabou ! Merci d'avoir été là du début à la fin. Sans toi et tes tongs/chaussettes, tes mouchoirs, ta calvitie précoce ta crinière brune, tes tenues de la journée moustache, la thèse aurait été nettement moins drôle. Merci aussi pour ton soutien, tes attentions, et de la dynamique pendant les derniers mois de rédaction. Merci également à votre douillet canapé à toi et Capou, je pense d'ailleurs lui mettre une mention spéciale sur le site de « couch surfing ». Merci également Capou

pour ton soutien, et pour les petites soirées détente-es-oune-rato-la-bomba. Justine B., un immense merci, pour ta présence quotidiennne et ton épaulement précieux pendant les derniers mois ! Merci pour les covoiturages du matin qui nous motivaient, pour tes petits plats et desserts qui adoucissaient nos journées et soirées, pour ta générosité, pour avoir donné tant de ton énergie et de ton temps à nous soutenir et à nous encourager; enfin, merci d'être aussi crédule que moi. Ma CloClo, merci de m'avoir prise sous ton aile à mon arrivée sur Rennes. Nous avons ensuite fait les 400 coups, gagné un prestigieux concours de gâteaux géologiques, chanté ~~faux~~ sur les airs de guitare de sami, ~~papoté~~ suivis assidument les cours de gym, merci pour ton rire, tes post-it, ta bonne humeur, toutes tes qualités qui ont rendu l'ambiance rennaise si agréable. Merci mon autre co-bureau rennais, notre ronchon néanmoins adorable, Roman, merci pour tes attentions et pour avoir veillé avec tant d'application à maintenir un apport continu de ~~chocolat~~ magnésium. Alain Z., merci également, pour ta relecture et tes petites annotations de mon manuscrit, pour ton aide dans le sprint final, Paul B., merci également pour tes nombreux coups de pouce, Gwen H., Sami, Bob, Camille, Guillaume, Emilie. Merci Aurélie B. venue renforcer le banc des bourguignonnes, et me détrôner de ma place de la plus ~~petite~~ moyenne sur l'échelle ~~de~~ ~~Richter~~ du bureau et Marie O. merci à vous deux pour votre bonne humeur, votre énergie et votre implication dans les réalisations de chefs-d'œuvre cinématographiques. Merci également à Reb H. & Clément R., j'espère vraiment que l'on se retrouvera prochainement à Fontainebleau! Merci également à tous les garçons et les filles ~~de mon âge~~ du premier, Pipo, Benoît Q., Gloria H. (promis, le jour de ta soutenance, je t'offre la recette des muffins au citron que tu me demandes depuis 3 ~~jours, mois~~ ans), merci Sylvia D., Laurie B., J². J'en profite pour m'excuser pour les blagues téléphoniques (oui Bon'dour), parfois drôles. Parfois moins drôles aussi. Mes victimes, ma Clo, Eline, Alain, Gloria, mea culpa. Enfin merci également aux Rennais maintenant exilés mais qui ont fait partie de cette bonne ambiance, Eline L., Céline D., Guigui, Romain T., Fernando. Au LSCE, merci (encore) à Yannick, PiR S. qui planque la clef ~~trop haut pour que je l'atteigne~~, Guillaume D., Vincent L., Sylvain K., Cédric B, pour la bonne ambiance durant les quelques mois passés sur le plateau de Saclay. Merci également à Jean-Yves P. pour les nombreuses heures passées sur python. A l'Ifpen, Merci à mes cobureaux (ou presque) Fakher M., Erica G., Daniel M., Felipe G., Alessandro de B.. Merci pour ce mélange culturel Franco-Tunisio-Espagno-Colombo-Italo-Suédois. Grâce à vous j'ai pu « improover a lot my english » à base de « can I have some brain ? », merci pour tout. The Cat Killer. Merci également à Mickäel B., le compère géologue, pour les excellents moments sur le terrain. Un grand merci à Vanessa, présente dès mon premier stage de Master à l'IFPEN, merci d'avoir parlé de moi à Sébastien, je ne serais peut-être pas en train d'écrire ces lignes sans cela. Merci également pour m'avoir encouragée et conseillée. Merci enfin à Benoît C., Laura M., Laure L., Youri H., Remy D., Mathieu D. Seb R. bien sur, Brigitte D., Olivier L., Didier G., Philippe J., Fadi N., Marta G., Jocelyne, Sylvie L., Odile C., Patrick F.

Un merci particulier à mes Dijonnais préférés, qui ont veillé sur moi à distance. Christophe K., ~~boule d'or~~, merci pour ton soutien, et toutes tes petites attentions en fin de thèse. Sachant que je ne décroche mon téléphone qu'une fois sur 30, tu ne t'es jamais découragé, tu m'as appelé, ré appelé, ré ré appelé pour prendre des nouvelles, tu es un véritable ami. Merci à un autre spécimen Dijonnais, Manu, merci pour ta présence. Merci également Paco « le petit géochimiste qui manie tous les cycles », docteur évaporites, Raph' B., Benjamin B., (merci à vous d'avoir été là le jour J), Nathalie le R, Sylvain. C. merci pour vos petits mots. Merci à ma Siam d'être là depuis toujours et à ton petit mari, pour votre soutien. Merci à Véro & Yves, pour le petit havre de paix et de tranquillité que vous m'avez offert à chacune de mes venues.

Enfin, merci à ma famille. Mes chers parents, merci pour votre soutien affectif et moral inconditionnel. Merci à vous d'avoir veillé à m'apporter régulièrement du vignoble bourguignon, ainsi que pour la gestion de l'intendance à distance. Merci d'être venus m'aider à déménager 3 fois sans rien dire, et merci pour être repartis à chaque fois avec ~~beaucoup de bazar~~ des affaires à stocker, enfin merci pour avoir minutieusement recherché les fautes d'orthographe dans cette thèse. Merci à également Elo, Gilles, et PF d'avoir été mes supporters, merci à mon parrain.

The last but not the least, merci à celui qui partage ma vie depuis 8 ans. Thomas, Merci d'avoir été aussi patient et d'avoir veillé sur moi comme tu l'as fait, et merci de rendre ma vie si belle.

TABLE DES MATIERES

LISTE DES FIGURES.....	5
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	13
CHAPITRE I: OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD ET EVAPORITES, ETAT DES LIEUX.....	21
1.1. HISTOIRE DE L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD	21
1.2. LES STADES D'OUVERTURE	21
1.3. MODÈLES CINÉMATIQUES	25
1.4. RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE L'ATLANTIQUE SUD	29
1.5. SPÉCIFICITÉ DE LA SÉQUENCE ÉVAPORITIQUE.....	32
1.5.1. Les systèmes évaporitiques, formation et modèle de dépôt.....	32
1.5.1.1. Facteurs de contrôle de la sédimentation évaporitique.....	34
1.5.1.1.1. Isolement du bassin et aridité.....	34
1.5.1.1.2. Différentiel hydrostatique et taux d'évaporation	35
1.5.1.2. Modèles de dépôt des grands systèmes évaporitiques anciens.....	36
1.5.1.2.1. Bassin peu profond, eaux peu profondes	37
1.5.1.2.2. Bassin profond, eaux peu profondes.....	38
1.5.1.2.3. Bassin profond, eaux profondes	38
1.5.2. Evaporites de l'Atlantique Sud	40
1.5.2.1. Datations, âge et durée du sel Aptien	40
1.5.2.1.1. Méthodes de datations et âge des évaporites	40
1.5.2.1.2. Temps de dépôt du sel aptien.....	43
1.5.2.2. Nature et minéralogie	44
1.5.2.2.1. Les évaporites "potash"	45
1.5.2.2.2. Implications sur les évaporites "potash" de l'Aptien supérieur	46
1.5.2.3. Environnement de dépôt	47
1.6. LES CONDITIONS CLIMATIQUES CONTEMPORAINES DE L'OUVERTURE	51
1.6.1. Reconstitutions climatiques au Crétacé.....	51
1.6.2. Reconstitutions climatiques à l'Aptien.....	53
RÉSUMÉ.....	57
CHAPITRE 2 : SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE	63
2.1. INTRODUCTION	63
2.2. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES GLOBALES DE L'AMÉRIQUE DU SUD.	64
2.2.1. Méthodologie	64

2.2.2.	Cartes paléogéographiques.....	64
2.3.	PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE CENTRAL SEGMENT OF THE SOUTH ATLANTIC DURING EARLY CRETACEOUS TIMES: PALAEOTOPOGRAPHIC AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS	68
2.3.1.	Abstract	68
2.3.2.	Introduction.....	69
2.3.3.	Geological setting.....	72
2.3.4.	Palaeogeographic and geodynamic maps: method	74
2.3.4.1.	Dating	74
2.3.4.2.	Plate kinematics reconstructions.....	78
2.3.4.3.	Palaeogeographic maps: facies determination	81
2.3.4.4.	Geodynamic maps: active tectonic structures, types of sedimentary basins and volcanism	83
2.3.5.	Stratigraphic and deformation charts: main limits.....	87
2.3.5.1.	Stratigraphic charts.....	87
2.3.5.2.	Deformation charts.....	88
2.3.6.	Palaeogeographic and geodynamic maps	89
2.3.6.1.	Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3): 141-139 Ma.....	89
2.3.6.2.	Intra Valanginian (intra ostracode biozone AS5): 137-136 Ma.....	90
2.3.6.3.	Around the Hauterivian-Barremian boundary (intra ostracode biozone AS6): 131-129 Ma ..	92
2.3.6.4.	Upper Barremian (ostracode biozone AS8): 128-126 Ma	93
2.3.6.5.	Lower Aptian (ostracode biozone AS10): 124-123 Ma.....	93
2.3.6.6.	Lower Aptian? (intra ostracode biozone AS11): 123-121 Ma	95
2.3.6.7.	Middle Aptian? (intra biozone AP3): 119-116 Ma.....	95
2.3.6.8.	Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4): 116-114 Ma.....	96
2.3.7.	Discussion: tectonic evolution	107
2.3.8.	Discussion: sedimentary and topographic evolution.....	109
2.3.8.1.	Lake evolution	109
2.3.8.2.	Relief evolution.....	110
2.3.8.3.	Marine floodings.....	111
2.3.9.	Conclusion.....	117
2.4.	DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE.....	119
2.4.1.	Implications et limites des cartes paléogéographiques à l'échelle de l'Amérique du Sud.....	119
2.4.2.	Contraintes biostratigraphiques et incertitudes temporelles des cartes paléogéographiques à l'échelle du segment Central.....	119
2.5.	INFLUENCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL	121
CHAPITRE 3 : MODÉLISATIONS CLIMATIQUES.....		129
3.1.	INTRODUCTION	129

3.2. LE SYSTÈME CLIMATIQUE ET SA MODÉLISATION	130
3.2.1. Les composantes	130
3.2.2. Les forçages climatiques	130
3.2.2.1. Forçage extérieur : les variations des paramètres de Milankovitch	131
3.2.2.2. Constante solaire.....	133
3.2.2.3. Configuration des continents.....	133
3.2.2.4. Teneur en CO ₂ atmosphérique.....	133
3.2.3. Les modèles climatiques	133
3.3. CHOIX DES OUTILS ET DES SCÉNARIOS	137
3.3.1. Choix des outils	137
3.3.2. Choix des scénarios	139
3.4. THE APTIAN EVAPORITES OF THE SOUTH ATLANTIC: A CLIMATIC PARADOX ?.....	141
3.4.1. Abstract	141
3.4.2. Introduction.....	142
3.4.3. Methods.....	144
3.4.4. Results.....	147
3.4.4.1. Salinity.....	147
3.4.4.2. Climate.....	148
3.4.5. Discussion.....	152
3.4.5.1. Role of Catchment divide and runoff.....	152
3.4.5.2. Central segment: South versus North.....	153
3.4.5.3. Rift relief.....	155
3.4.5.4. Climatic belt.....	156
3.4.6. Conclusion.....	157
3.5. INFLUENCE DE LA PRESSION DE CO₂ ATMOSPHÉRIQUE ET DE LA PRÉCESSION DES ÉQUINOXES.....	158
3.5.1.1. Températures et précipitations globales	160
3.5.1.2. Température de l'air à la surface.....	160
3.5.1.3. Précipitations.....	162
3.6. COMPARAISON AVEC UN MODÈLE ZOOMÉ LMDZ.....	164
3.7. CLASSIFICATION DU CLIMAT	166
3.8. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE ET PERSPECTIVES	171
CHAPITRE 4 : MODELISATIONS STRATIGRAPHIQUES	179
4.1. INTRODUCTION	179
4.2. LES ÉVAPORITES DU SEGMENT CENTRAL : CONTEXTE DE MISE EN PLACE ET CONTRAINTES CLIMATIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES.....	180
4.2.1. Contexte de mise en place: les points encore en suspens	180
4.2.1.1. Contexte de mise en place du sel.....	180

4.2.1.2. Conséquences sur l'estimation du taux de subsidence	181
4.2.2. Contraintes paléogéographiques et climatiques sur la mise en place du sel	181
4.2.2.1. Contraintes climatiques	181
4.2.2.2. Contraintes paléogéographiques	182
4.3. PREMIÈRE ÉVALUATION DU RÔLE DE L'ISOSTASIE SUR LE DÉPÔT DES ÉVAPORITES	185
4.4. MÉTHODOLOGIE	187
4.4.1. Principe de Dionisos	187
4.4.1.1. Module « évaporite » du modèle Dionisos, et calcul de la salinité.....	188
4.4.1.2. Limites du module de calcul de la salinité	190
4.4.1.3. Scénarios de test	193
4.4.1.4. Définition des paramètres d'entrée.....	195
4.4.1.4.1. L'accommodation	195
4.4.1.4.2. Les flux sédimentaires.....	195
4.5. RÉSULTATS.....	196
4.5.1. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de FOAM	196
4.5.1.1. Bassin peu profond	196
4.5.1.2. Bassin profond.....	197
4.5.2. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de LMDZ.....	197
4.5.2.1. Bassin peu profond	197
4.5.2.2. Bassin profond.....	198
4.5.3. Conclusions préliminaires	198
4.5.4. Test de la saisonnalité à l'échelle de 20 000 ans.....	205
4.5.4.1. Saison sèche	205
4.5.4.2. Saison humide.....	206
4.6. DISCUSSION DES RÉSULTATS ET PERSPECTIVES	211
4.6.1. Paramètres de contrôle de la formation du sel.....	211
4.6.2. Perspectives des modélisations	212
SYNTHESE	215
BIBLIOGRAPHIE.....	223
FIGURE ANNEXES.....	251

Liste des Figures

INTRODUCTION

- Figure 1:** Localisation des différents segments de l'Atlantique Sud et de la séquence salifère le long des marges africaine et brésilienne, modifiée d'après Moulin et al, (2010). (WA: West Africa Craton; CC: Congo Craton; KC: Kalahari Craton; AMZ: Amazonia Craton; SF: São Francisco Craton; FZ, Fracture Zone). Les continents sont représentés dans leur position à 84 Ma, selon Moulin et al. (2010).13
- Figure 2:** Démarche scientifique de la thèse.....15

CHAPITRE 1

- Figure 3 :** (a) Localisation des différents segments de l'Atlantique Sud et de la séquence salifère Aptienne le long des marges africaine et brésilienne, selon leur localisation à 84 Ma, modifiée d'après Moulin et al. (2010). WA: Congo Ouest-Africain; CC: Craton du Congo; KC: Craton du Kalahari; AMZ: Craton d'Amazonie; SF: Craton de São Francisco; FZ, Zone de Fracture; (b) Localisation des différents bassins étudiés selon leur position initiale à l'Aptien (selon les reconstitutions cinématiques de Moulin et al., 2010).22
- Figure 4 :** Deux hypothèses de dépôt du sel. (a): hypothèse d'un pre-breakup salt, avec des SDRs (Seaward Dipping Reflectors) recouvrant la partie distale du sel. (b): post-breakup salt, avec un dépôt du sel venant se biseauter sur les SDR. D'après Fonck et al., 1998;24
- Figure 5:** Modèles de (a) Pure Shear et (b) Simple Shear, d'après Coward et al. (2003)26
- Figure 6:** Comparaison entre le modèle crustal publié par Aslanian et al. (2009) à gauche, et le modèle lithosphérique dynamique (caractéristiques des marges ultra larges de l'Atlantique Sud) publié par Huisman & Beaumont (2011) à droite (d'après Aslanian et al., 2012).28
- Figure 7:** Paléogéographie de quelques zones du segment Central selon différents auteurs, avec leur localisation; (a) paléogéographie du secteur Nord du segment Central au Barrémien moyen selon Bradley et al. (1992); (b) paléogéographie des bassins du Gabon au Barrémien moyen et supérieur selon Teisserenc & Villemin, (1990); (c) paléogéographie du bassin du Gabon intérieur du Berriasien au Barrémien inférieur selon Mounguengui & Guiraud, (2009).30
- Figure 8:** Paléogéographies globales de la région de l'Atlantique Sud vues par divers auteurs au Crétacé inférieur.31
- Figure 9:** Précipitation des minéraux évaporitiques selon le pourcentage d'eau évaporée et du facteur multiplicatif de la concentration initiale de la solution34
- Figure 10:** Humidité relative maximale requise pour la précipitation de certains minéraux évaporitiques. La zone grise indique la gamme moyenne d'humidité côtière aux basses latitudes, comprise en 70 et 80%. (Reading modifié d'après Sonnenfeld 1984)35

Figure 11: (a) Représentation du bassin évaporitique, de la barrière et du différentiel hydrostatique, (b) facteur de concentration de l'eau de mer, quantité d'eau évaporée, salinité, densité et précipitation des minéraux évaporitiques (Rouchy, 2006, modifié d'après Holser, 1979)	36
Figure 12: Comparaison des dimensions des « Saline Giant », modifiée selon Warren (2010). ..	37
Figure 13: Géométrie dite en "goutte" (liée au gradient de salinité) des faciès dans le cas d'un bassin à seuil, connecté avec la mer, (modifiée d'après Guilbert & Park, 1986).....	38
Figure 14: Modèle de dépôt des grands dépôts évaporitiques (modifiée d'après Warren, 2010). Les évaporites sont représentées en couleur rose, et les saumures en bleu.....	39
Figure 15: Localisation du sel et des différents assemblages minéralogiques dans le segment Central (modifiée d'après Davison, 2007).	41
Figure 16: Synthèse des variations de températures, de CO ₂ atmosphérique et de la courbe eustatique du Barrémien à l'Albien.	53
Figure 17: (a) Climat au Crétacé inférieur (Scotese, 2000); (b) climat à l'Aptien (Chumakov et al., 1995); (c) climat à l'Albien (Chumakov et al., 1995).....	55
Figure 18: Distribution latitudinale des évaporites du Permien à l'actuel et mise en évidence des évaporites massives de l'Atlantique Sud (Warren, 2010; d'après Ziegler et al., 2003). Le cadre rouge représente les évaporites déposées au Crétacé à des latitudes tropicales et subtropicales.	56

CHAPITRE 2

Figure 19: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud à l'Aptien inférieur.	65
Figure 20: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud l'Aptien supérieur	66
Figure 21: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud à l'Albien inférieur	67
Figure 22: Location map of the studied basins at their original position during Berriasian times (plate kinematic model of Moulin et al., 2010), and general map of the different segments of the South Atlantic Ocean (modified from Moulin et al., 2010).....	71
Figure 23: Biostratigraphic zonations (ostracodes and pollen) and equivalences on the standard international stratigraphic time-scale (ICS, 2009) for the Cretaceous ante-Albian sediments of the central segment of the South Atlantic Ocean, for both the African and Brazilian sides of the rift. Africa has been taken as a reference for the absolute age calibration, based on the data of Braccini et al. (1997).	76
Figure 24: Absolute age calibration of both African and Brazilian biozonations (ostracodes and pollen) on the standard international stratigraphic time-scale (ICS, 2009), based on	

chemostratigraphic data ($\delta^{13}\text{C}$), age of the interstatified volcanism and Re-Os dating of the organic matter.....	77
Figure 25: Biostratigraphic (ostracodes and pollen) and lithostratigraphic chart of the Cretaceous ante-Albian deposits of the central segment of the South Atlantic Ocean. Names with capital letters correspond to lithostratigraphic formations and names with all small letters to lithostratigraphic members. This chart is based on the equivalence of the African biozones on the international stratigraphic time-scale (ICS 2009), suggested by Braccini et al. (1997). Indeed, the absolute age calibration proposed in Figure 24, is too limited through time to bound the ages of all the biozones.....	79
Figure 26 : Synthetic charts summarizing the evolution of some key basins: the Santos, Campos, Espirito Santo, Almada-Camamu and Sergipe Basins (Brazil) and Cabinda, Congo, South and North Gabon Basins (Africa). They are all based on the same chart shown in Figure 25. The absolute age calibration proposed in Figure 24 has not been used because of its limited spacing through time. Brazilian charts are the one published by Petrobras (Milani et al., 2007). African charts were synthesized based on various publications.	81
Figure 27: Deformation chart, superimposed on the biostratigraphic and lithostratigraphic charts in Figure 25. Two types of basins are here identified: rifts with tilted blocks and growth strata ("rift phase") and sags. Different stages of the rift phase were sometimes defined and are here reported.	85
Figure 28: Palaeogeographic map at the Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3) - 141-139 Ma.....	98
Figure 29: Palaeogeographic map intra Valanginian (intra ostracode biozone AS5) - 137-136 Ma.....	99
Figure 30: Palaeogeographic map around the Hauterivian-Barremian boundary (intra ostracode biozone AS6) - 131-129 Ma.....	100
Figure 31: Palaeogeographic map at the Upper Barremian (ostracode biozone AS8) - 128-126 Ma.....	101
Figure 32: Palaeogeographic map at the Lower Aptian (ostracode biozone AS10) - 124-123 Ma.....	102
Figure 33: Palaeogeographic map at the Lower Aptian? (intra ostracode biozone AS11) - 123-121 Ma.....	103
Figure 34: Map at the Middle Aptian? (intra biozone AP3) - 119-116 Ma.....	104
Figure 35: Palaeogeographic map at the Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4) - 116-114 Ma.....	105
Figure 36: Summary palaeogeographic and geodynamic maps in eight stages from the Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3) to the Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4).....	115

Figure 37: Summary geodynamic chart of the evolution of the central segment of the South Atlantic Ocean based on the age model proposed on Figure 24.....	118
Figure 38: Mise en évidence des cratons et sutures panafricaines (ou ceintures mobiles sur le Gondwana)	121
Figure 39: Section perpendiculaire dans le bassin de Santos (a) et Sergipe Alagoas (b), montrant les caractéristiques des marges continentales étroites et larges (d'après Davison, 1997 modifié d'après Chang et al., 1988).....	122
Figure 40: Héritage structural, type de marges, et épaisseur des sédiments de la phase sag....	123

CHAPITRE 3

Figure 41: Echelles de temps des différents forçages internes et externes (Sepulchre, 2007) .	131
Figure 42: Variations des paramètres orbitaux. (a) Excentricité, (b) Obliquité, (c) Précession (Crowley & North, 1991).....	132
Figure 43: Représentation des différents modèles climatiques selon leur degré de diversité. La position d'un modèle sur la pyramide indique la complexité avec laquelle les quatre processus principaux interagissent. La progression vers le haut de la pyramide indique une meilleure interaction entre chaque processus primaire (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005).....	135
Figure 44: (a) résolution de la composante atmosphérique du modèle climatique FOAM sur la paléogéographie Aptienne ; (b) résolution de la composante océanique du modèle climatique FOAM sur la paléogéographie Aptienne ; (c) résolution du modèle climatique LMDZ.....	138
Figure 45: (a) Location of the Central segment and the salt sequence along the Brazilian and African margin (modified from Moulin et al., 2010).WA, West Africa Craton; CC, Congo Craton; KC, Kalahari Craton; AMZ, Amazonia Craton; SF, Sao Francisco Craton; FZ, Fracture Zone.(b) Mineralogy of the massive evaporites in the Central segment, at time of filing, according to the cinematic reconstruction of Moulin et al. (2010).....	143
Figure 46: Topography and bathymetry used in the GCM Model, from Sewall et al. (2007).....	146
Figure 47: Annual surface salinity (psu) and annual runoff (cm.year ⁻¹) for the TopoA, TopoB, Bathy and TopoHigh runs. The white to black color scale represents the runoff and the blue to red scale the salinity	148
Figure 48: Annual P-E (precipitation minus evaporation) for the TopoA and the TopoHigh simulations. Positive blue (negative red) colors represent precipitation (evaporation) mechanisms.	149
Figure 49: Seasonal average precipitations (mm.day ⁻¹). a) for the TopoA in austral winter (DJF); b) for the TopoHigh in austral Winter; c) for the TopoA in austral summer (JJA); d) for	

the TopoHigh in austral summer. Latitudinal evolution of the seasonal average precipitation (mm.day ⁻¹) in the Central segment (between 10° W and 5°W) e) for the TopoA and f) for the TopoHigh.....	151
Figure 50: Représentation des différentes configurations orbitales selon Floegel & Wagner, (2006).....	159
Figure 51: (a): Température moyennes annuelles de l'air (°C) en surface pour TopoA_4x. (b): Différence de température entre TopoA_4x et TopoA_2x. (c) à (f): Différence de température entre TopoA_4x et les différentes précessions.....	161
Figure 52: (a) Variation de l'insolation solaire pour les différentes simulations au cours d'une année ; (b): Evolution des précipitations sur le Segment Central au cours d'une année.	162
Figure 53: (a) Différence de précipitations (en mm/jour) entre la simulation de référence TopoA_4x et TopoA_2x; (b) Différence de précipitations entre la simulation de référence TopoA_4x et les différentes précessions Orb0, Orb90, Orb180 et Orb270.	163
Figure 54: Comparaison du bilan précipitations moins évaporation (P-E) pour deux modèles: FOAM et LMDZ; (a) et (b): Simulations TopoA et TopoHigh avec FOAM ; (c) et (d) Simulations TopoA et TopoHigh avec LMDZ.....	165
Figure 55: Précipitations (mm/jour) simulées avec le modèle LMDZ en été (a) et hiver (b).....	165
Figure 56: Diagnostic des types de climat à l'Aptien Supérieur selon la classification de Köppen-Geiger pour la simulation de référence (TopoA) et localisation du segment Central (cadre noir).....	168
Figure 57: Diagnostic des types de climat à l'Aptien Supérieur selon la classification de Köppen-Geiger pour les simulations TopoA_2x (a) et Orb270 (b), et localisation du segment Central (cadre noir).....	170
Figure 58: (a) Zones climatiques à l'Aptien supérieur selon la classification de Köppen et localisation des évaporites au Crétacé; (b) Zones climatiques actuelles selon Peel et al. (2007) et localisation des évaporites actuelles selon Warren (2010).	174

CHAPITRE 4

Figure 59: (a) Epaisseur de sel cumulée (en mètres) et (b) subsidence par isostasie (en mètres) calculées sur 1 Ma.	186
Figure 60: Définition de l'accommodation.....	188
Figure 61: Représentation du calcul de la salinité avec le modèle Dionisos (Avec P : précipitations, E : évaporation, et Q : un volume).....	189

Figure 62: (a) Carte de P-E (précipitations -évaporation) issue du modèle climatique FOAM, utilisée comme carte d'évaporation (b) et de précipitations (c).	190
Figure 63: Schéma de routage des eaux de mer dans une barrière selon sa morphologie, cas des lacs Turkana et Logipi (Nunn & Harris, 2007)	191
Figure 64: simplifications effectuées pour le calcul de la salinité avec Dionisos. (Avec p : précipitations, E : évaporation, et Q : un volume). (a) Absence de courant retour, et (b) Absence d'infiltration à travers la barrière.	192
Figure 65: Bathymétrie et relief pour les bassins de type profond (a) et peu profond (b) utilisés dans les modélisations stratigraphiques.....	194
Figure 66: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle FOAM pour un bassin peu profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).	200
Figure 67: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle FOAM pour un bassin profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).	201
Figure 68: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle LMDZ pour un bassin peu profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).	202
Figure 69: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle LMDZ pour un bassin profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).	203
Figure 70: Evolution des faciès dans un bassin profond soumis aux conditions climatiques issues du modèle LMDZ, pendant 1 Ma.	204
Figure 71: Modélisations du remplissage évaporitique dans un bassin peu profond avec les contraintes climatiques d'une saison sèche (a) et une saison humide (b).	207
Figure 72: Modélisations du remplissage évaporitique dans un bassin profond avec les contraintes climatiques d'une saison sèche (a) et une saison humide (b)	208
Figure 73: Succession des faciès dans les trois puits, « Santos marge », « Santos deep », et « Sergipe » au cours d'une saison sèche suivie d'une saison humide, dans un bassin peu profond. (1) et (2) correspondent respectivement au moment où les saisons sèche puis humide sont incrémentées. Les barres grisées horizontales correspondent au pas de temps de calcul du modèle. L'échelle horizontale de chaque colonne de faciès représente son pourcentage dans le remplissage sédimentaire.	209
Figure 74: Succession des faciès dans les trois puits, « Santos marge », « Santos deep », et « Sergipe » au cours d'une saison sèche suivie d'une saison humide, dans un bassin profond. (1) et (2) correspondent respectivement au moment où les saisons sèche puis humide sont incrémentées. Les barres grisées horizontales correspondent au pas de temps de calcul du modèle. L'échelle horizontale de chaque colonne de faciès représente son pourcentage dans le remplissage sédimentaire.	210

SYNTHESE

Figure 75: Représentation schématique des différents paramètres à prendre en compte dans le modèle de dépôt des évaporites de l'Atlantique Sud : (1) le climat, (2) la stratification des eaux, (3) la localisation des seuils, (4) la configuration des bassins versants, (5) les flux sortants, (6) les infiltrations dépendant (7) des conditions de perméabilité et (8) de la morphologie de la barrière, (9) la chimie des saumures, et (10) l'isostasie.....**213**

FIGURES ANNEXES

Figure Annexe 1 : Diagraphie et Log interprété des évaporites du puit RJS-598-D du bassin de Santos (cycles d'après Freitas, 2006).....**237**

Figure Annexe 2 : Diagraphie et Log interprété des évaporites du puit 1-PM-1-SE du bassin de Sergipe (Feijo, 1994).....**238**

Figure Annexe 3 : Cartes paléogéographiques de l'Afrique au Barrémien et à l'Albien inférieur à moyen.....**239**

Figure Annexe 4 : P-E (précipitations - évaporation) à l'Aptien inférieur (mm/jour).....**240**

Figure Annexe 5 : P-E (précipitations - évaporation) à l'Albien inférieur (mm/jour).....**241**

Figure Annexe 6 : Modèle de calcul de la salinité dans un bassin au cours du temps et de la subsidence par isostasie.....**242**

Figure Annexe 7 : Données initiales (cartes isopaques du sel et coupes sismiques) utilisées pour estimer l'épaisseur de sel déposé dans le segment Central.....**243**

Figure Annexe 8 : Carte d'épaisseur du sel (mètres) obtenue sous Gocad.....**244**

INTRODUCTION GENERALE

L'océan Atlantique Sud résulte de la dislocation du continent Gondwana au Crétacé inférieur. Son ouverture s'effectue du Sud vers le Nord, et permet la mise en place de quatre segments d'environ 2000 km chacun : le segment des Falkland, le segment Austral, le segment Central puis enfin le segment Equatorial (Figure 1).

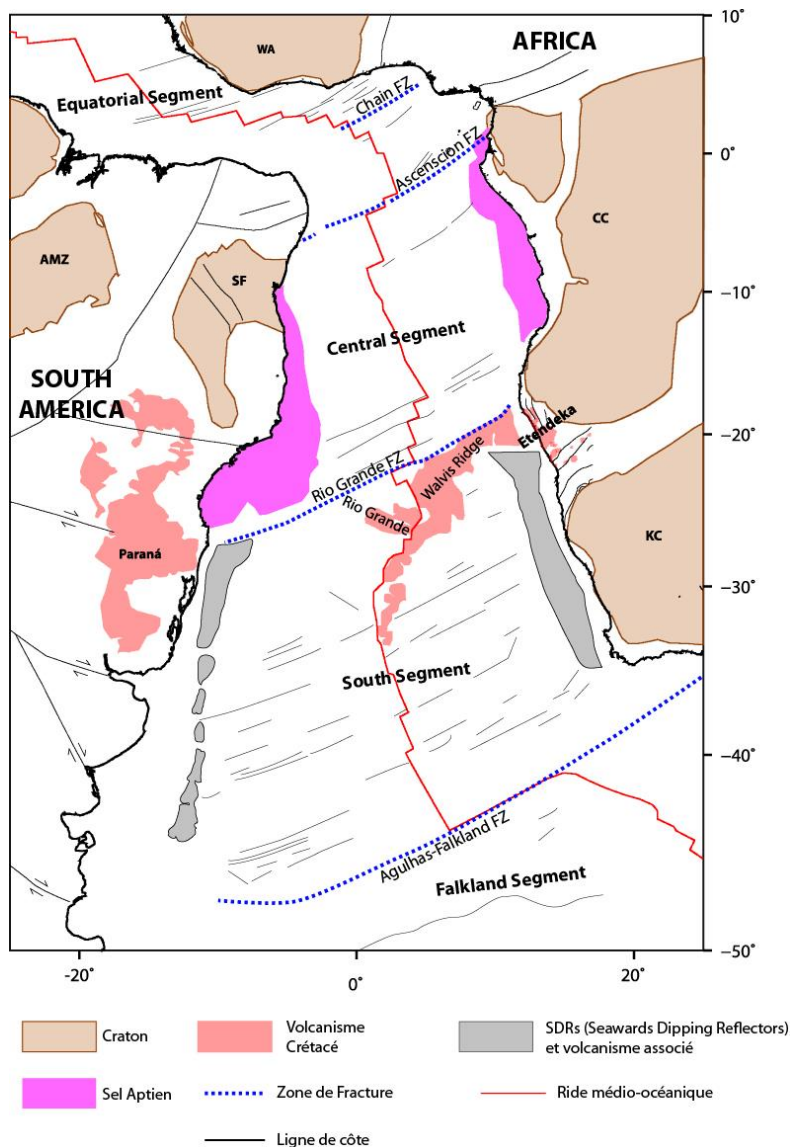


Figure 1:

Localisation des différents segments de l'Atlantique Sud et de la séquence salifère le long des marges africaine et brésilienne, modifiée d'après Moulin et al, (2010). (WA: West Africa Craton; CC: Congo Craton; KC: Kalahari Craton; AMZ: Amazonia Craton; SF: São Francisco Craton; FZ, Fracture Zone). Les continents sont représentés dans leur position à 84 Ma, selon Moulin et al. (2010).

Le segment Central, situé au Sud de l'Equateur, est caractérisé par la présence d'une épaisse série salifère, de 1 à 2 km d'épaisseur, mise en place à l'Aptien (Brognon & Verrier, 1966; Reyre, 1966; Butler, 1970; Asmus & Ponte, 1973; Leyden *et al.*, 1976; Asmus, 1984; Mohriak & Rosendahl, 2003), et présente sur les marges brésilienne et ouest africaine (Figure 1). L'intérêt

pétrolier de ces évaporites est majeur, puisqu'elles contrôlent en partie les systèmes pétroliers dans l'Atlantique Sud, par leur rôle de couche couverture pour les séries syn-rift sous-jacentes (pré-salifères), ou par leur implication en terme de pièges structuraux (diapirs, déformation salifère). Les récentes découvertes de champs géants au Brésil (Tupi Guara Field, Petrobras) dans les séries pré-salifères ont multiplié l'intérêt qui leur est porté.

La présence d'évaporites est communément associée à un climat aride et suggère donc la possibilité d'avoir eu, au Crétacé inférieur, des zones arides à proximité de l'Equateur. Celui-ci reçoit actuellement une quantité importante de précipitations, et bien que le phénomène soit saisonnier, l'aridité n'est pas apparente. La distribution des aires continentales et océaniques à l'Aptien a-t-elle pu modifier la circulation atmosphérique globale et aridifier la zone équatoriale ?

Cette observation soulève alors les questions suivantes:

- ***Quelle a été l'incidence du rifting lié à l'ouverture océanique sur le climat?***
- ***Quels rôles ont pu jouer ces deux processus, tectonique et climatique, dans la dynamique sédimentaire, et particulièrement sur la mise en place des évaporites?***

L'objectif de cette thèse est donc de comprendre l'évolution du rifting dans le segment Central, et d'intégrer les contrôles tectoniques et climatiques à la compréhension du mode de remplissage des bassins sédimentaires. Dans ce but, une approche par modélisation numérique a été choisie. Une première étape de synthèse bibliographique a été menée, afin d'apporter les contraintes aux différents modèles. L'utilisation d'un modèle climatique nous a ensuite permis dans un premier temps de caractériser le climat au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Dans un second temps, les résultats de ces modélisations (précipitations et évaporation) ont été intégrés dans un modèle stratigraphique, afin de mieux comprendre l'influence des paramètres tectoniques et climatiques sur l'architecture sédimentaire.

Trois grandes étapes ont ainsi été réalisées au cours de ce travail de thèse, (1) synthèse bibliographique, (2), modélisation climatique, et (3) modélisation stratigraphique (Figure 2). La rédaction de ce manuscrit suit la démarche entreprise dans cette thèse. Le premier chapitre retrace les différents points de discussion et questions liés à l'ouverture de l'Atlantique Sud ; le second regroupe la synthèse bibliographique permettant d'apporter les contraintes aux modélisations ; les troisièmes et quatrièmes chapitres présentent respectivement les modélisations climatiques et stratigraphiques.

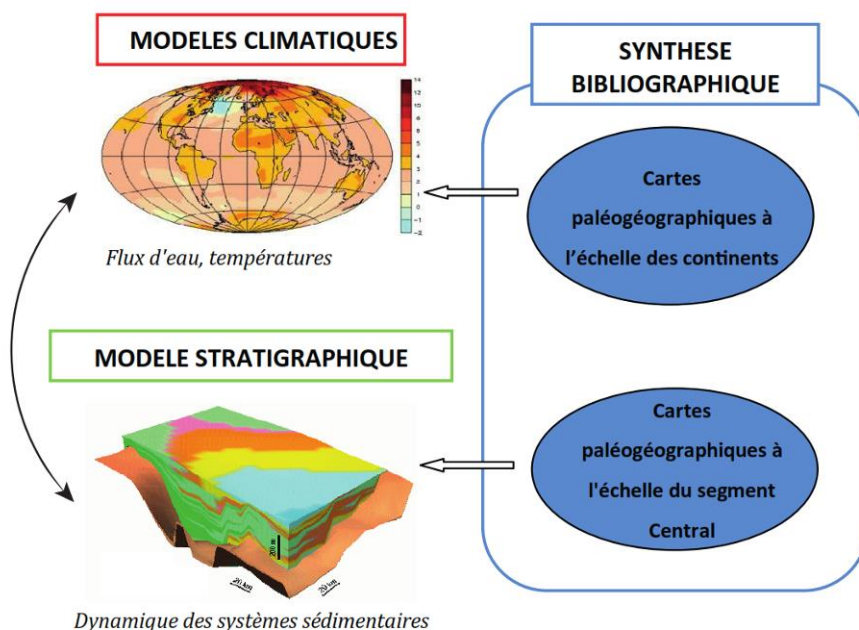


Figure 2:
Démarche
scientifique de
la thèse

Synthèse de données bibliographiques et cartes paléogéographiques (Chapitres 1 et 2)

La première étape permet d'une part d'exposer l'état des connaissances et les questions liées à l'ouverture du segment Central de l'Atlantique Sud, et d'autre part d'apporter les contraintes nécessaires aux modèles numériques grâce à la réalisation de cartes paléogéographiques. Les reliefs et la paléogéographie des continents étant des paramètres essentiels dans les modélisations climatiques, des cartes paléogéographiques de l'Amérique du Sud¹ ont été réalisées pour quatre périodes de temps définies : l'Aptien inférieur (125-121 Ma), l'Aptien supérieur (121-112 Ma), et Albien inférieur (112-108 Ma). Cette première étape a permis de retracer l'évolution de la ligne de côte, évaluer les limites des bassins versants, ou encore estimer les reliefs continentaux, incontournables pour définir les paramètres d'entrées des modèles. Plusieurs incertitudes paléogéographiques ont pu être mises en évidence, traduites comme hypothèses et scénarios à tester.

Dans un second temps, la construction de cartes paléogéographiques à l'échelle du segment Central, du Valanginien à l'Albien, ont permis de caractériser les différentes étapes de l'ouverture du segment Central. Ces cartes, réalisées à une échelle spatiale et temporelle plus fine, ont tout d'abord permis d'avoir une bonne conception de l'évolution du remplissage

¹ Des cartes similaires sont déjà existantes pour l'Afrique (Guillocheau et al., 2008)

sédimentaire et tectonique à chaque étape du rifting, et d'apporter des contraintes paléogéographiques pour les modélisations climatiques et stratigraphiques.

Modélisations climatiques (Chapitre 3)

Pour évaluer l'impact du climat sur la mise en place des évaporites, la seconde étape a consisté à modéliser le climat à l'Aptien supérieur, grâce aux modèles climatiques FOAM et LMDZ, utilisés et développés respectivement par l'université de Chicago et par le LSCE (CEA/CNRS). Plusieurs scénarios, liés aux incertitudes des cartes paléogéographiques, ont été envisagés et testés (hauteur des épaulements de rift, importance des limites des bassins versants ou encore variabilité de la pression de CO₂ atmosphérique). Les paramètres de sortie des simulations ont été quantifiés (température, évaporation), et implémentés ensuite comme paramètres d'entrées dans les modélisations stratigraphiques.

Modélisations stratigraphiques (Chapitre 4)

La troisième étape a consisté alors, à l'aide du logiciel DIONISOS, à simuler le remplissage des bassins sédimentaires de manière optimisée, grâce à des paramètres climatiques précis (précipitations et température) issus des modélisations climatiques. Les modélisations ont porté sur la séquence salifère aptienne. Ce choix a été conditionné (1) en raison de sa sensibilité climatique, et (2) par les données disponibles (épaisseur de sédiment déposé à chaque endroit, ici du sel) pour contraindre le modèle stratigraphique à l'échelle de tout le segment Central. En effet, pour définir l'espace disponible pour la mise en place des sédiments dans le modèle stratigraphique, l'épaisseur totale déposée en tout point du bassin doit être connue. A l'exception des évaporites, la disponibilité de ce type de données est malheureusement trop insuffisante pour que nous envisagions des simulations stratigraphiques pour chaque étape du rifting à l'échelle du segment Central.

CHAPITRE I

OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD

ETAT DES LIEUX

CHAPITRE I: OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD ET EVAPORITES, ETAT DES LIEUX.....	21
1.1. HISTOIRE DE L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD	21
1.2. LES STADES D'OUVERTURE	21
1.3. MODÈLES CINÉMATIQUES	25
1.4. RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE L'ATLANTIQUE SUD	29
1.5. SPÉCIFICITÉ DE LA SÉQUENCE ÉVAPORITIQUE.....	32
1.5.1. Les systèmes évaporitiques, formation et modèle de dépôt.....	32
1.5.1.1. Facteurs de contrôle de la sédimentation évaporitique.....	34
1.5.1.1.1. Isolement du bassin et aridité.....	34
1.5.1.1.2. Différentiel hydrostatique et taux d'évaporation	35
1.5.1.2. Modèles de dépôt des grands systèmes évaporitiques anciens.....	36
1.5.1.2.1. Bassin peu profond, eaux peu profondes	37
1.5.1.2.2. Bassin profond, eaux peu profondes.....	38
1.5.1.2.3. Bassin profond, eaux profondes	38
1.5.2. Evaporites de l'Atlantique Sud.....	40
1.5.2.1. Datations, âge et durée du sel Aptien	40
1.5.2.1.1. Méthodes de datations et âge des évaporites	40
1.5.2.1.2. Temps de dépôt du sel aptien.....	43
1.5.2.2. Nature et minéralogie	44
1.5.2.2.1. Les évaporites "potash"	45
1.5.2.2.2. Implications sur les évaporites "potash" de l'Aptien supérieur	46
1.5.2.3. Environnement de dépôt	47
1.6. LES CONDITIONS CLIMATIQUES CONTEMPORAINES DE L'OUVERTURE	51
1.6.1. Reconstitutions climatiques au Crétacé.....	51
1.6.2. Reconstitutions climatiques à l'Aptien.....	53
RÉSUMÉ.....	57

CHAPITRE I: OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD ET EVAPORITES, ETAT DES LIEUX

1.1. HISTOIRE DE L'OUVERTURE DE L'ATLANTIQUE SUD

L'océan Atlantique Sud résulte de la dislocation du Gondwana en deux continents, l'Amérique du Sud et l'Afrique, au Crétacé inférieur. Il peut être divisé en quatre segments (Moulin *et al.*, 2005): le segment des Falklands, le segment Sud, le segment Central, et le segment Equatorial (Figure 3). L'ouverture du segment Central, entre les zones de fracture de Rio Grande et d'Ascension, est quant à elle, datée postérieure au Barrémien. La datation de la première croûte océanique est rendue difficile en raison de l'absence de linéament magnétique lié à la faible activité magnétique à cette époque.

1.2. LES STADES D'OUVERTURE

Dans le segment Central, il est maintenant bien admis que l'activité du rift évolue du Néocomien² à l'Aptien. Cependant, deux phases d'extension ont été identifiées, et leur chronologie reste actuellement débattue.

- Une première phase de rift³, interprétée comme berriasienne à barrémienne, est marquée par la mise en place de blocs basculés dans la croûte continentale supérieure.
- Une seconde phase de rift, barrémo-aptienne, est caractérisée par la mise en place d'une épaisseur importante de sédiments peu faillés et déformés. La géométrie des sédiments ne présente pas d'évidence d'une activité de blocs basculés associés à une extension fragile de la croûte supérieure.

² Le Néocomien regroupe le Bérriasien, l'Hauterivien, et le Valanginien.

³ Cette phase de rift est également appelée Syn Rift I par Moulin (2003), elle représente la phase durant laquelle s'effectue l'amincissement crustal.

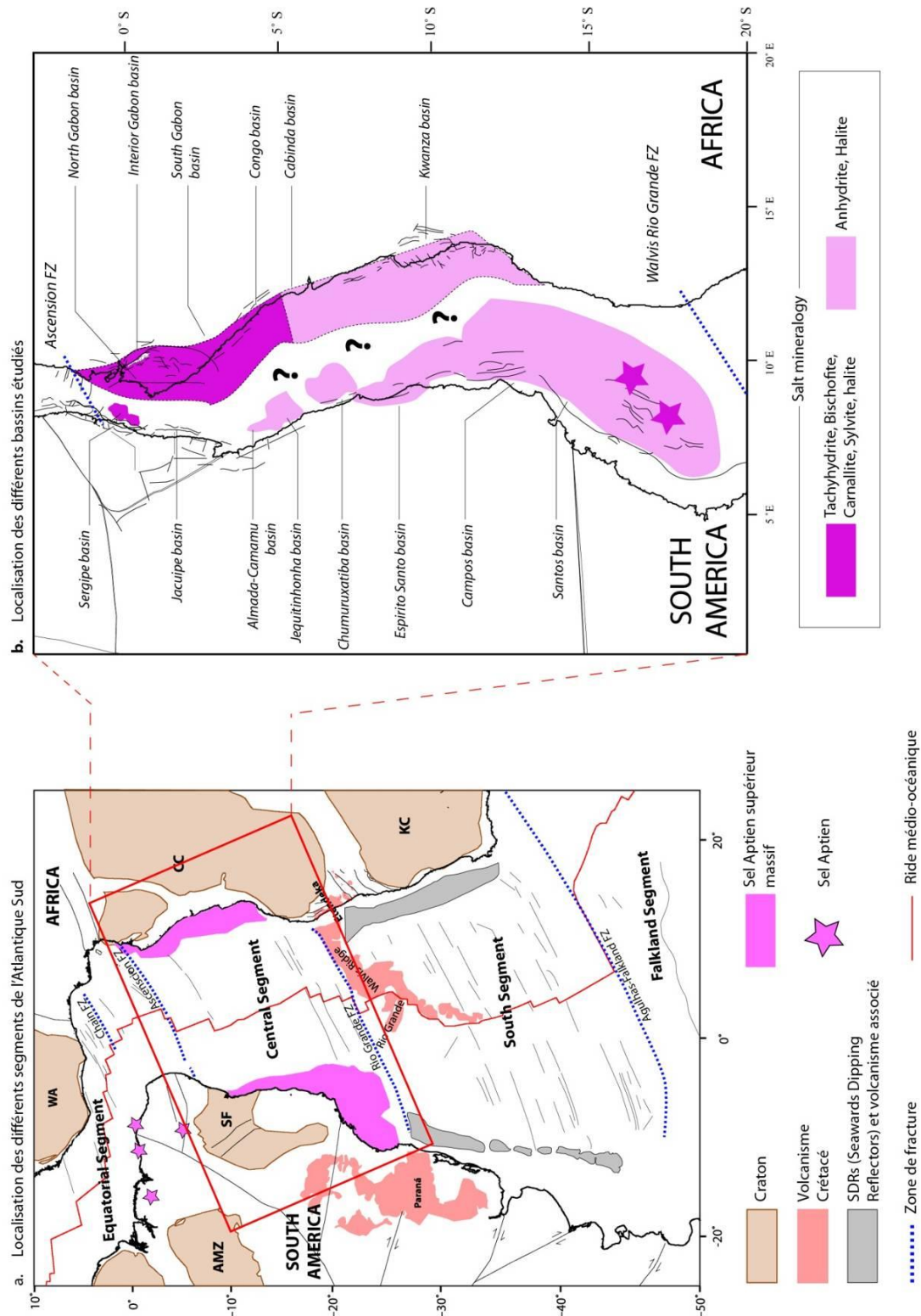


Figure 3 : (a) Localisation des différents segments de l'Atlantique Sud et de la séquence salifère Aptienne le long des marges africaine et brésilienne, selon leur localisation à 84 Ma, modifiée d'après Moulin et al. (2010). WA: Congo Ouest-Africain; CC: Craton du Congo; KC: Craton du Kalahari; AMZ: Craton d'Amazonie; SF: Craton de São Francisco; FZ, Zone de Fracture; (b) Localisation des différents bassins étudiés selon leur position initiale à l'Aptien (selon les reconstitutions cinématiques de Moulin et al., 2010).

Cette seconde phase est communément appelée phase de *sag*⁴; elle est reconnue et mise en évidence par de nombreux auteurs sur la marge africaine (Karner *et al.* 2003, 2007; Teisserenc & Villemin, 1990; Marton *et al.*, 2000, Moulin *et al.*, 2005, Lentini *et al.*, 2010) et sur la marge brésilienne⁵ (Milani *et al.*, 2007; Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007; França *et al.*, 2007; Rodovalho *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Gontijo *et al.*, 2007; Barbosa da Silva *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007; Campos Neto *et al.*, 2007). Il semblerait que cette phase de *sag* reflète une phase de flexure, comme le soulignent Karner *et al.* (2003) en mentionnant une déformation ductile de la croûte inférieure comme mécanisme, contrôlant la subsidence. Bien que cette phase soit marquée par une extension cassante peu active, la plupart des auteurs argumente que l'amincissement principal de la croûte supérieure a lieu pendant celle-ci (*e.g.* Aslanian *et al.* 2009).

- Cette phase est suivie par la phase de drift⁶, correspondant à la rupture entre les deux continents, et la mise en place de la première croûte océanique. Entre le rifting⁷ et la phase de drift, une épaisse séquence salifère se dépose, de plus de 2 km d'épaisseur dans le centre des bassins (Brognon & Verrier, 1966; Reyre, 1966; Butler, 1970; Asmus & Ponte, 1973; Leyden *et al.*, 1976; Asmus, 1984; Mohriak & Rosendahl, 2003), et est parfois appelée phase de transition (Moulin, 2003). La transition entre ces deux phases rift et drift, durant laquelle se dépose le sel, et l'apparition de la première croûte océanique est encore actuellement controversée. Il existe en effet deux hypothèses quant à la chronologie du dépôt du sel aptien. Selon la première hypothèse, le sel se serait déposé avant l'accrétion océanique, (hypothèse de "pre-breakup salt", Evans, 1978; Ojeda, 1982; Guardado *et al.*, 1989; Duval *et al.*, 1992; Davison, 1999) (Figure 4a), alors que selon la seconde, il se serait déposé après l'accrétion océanique, (hypothèse du "post-breakup salt", Nürnberg & Müller, 1991; Guiraud & Maurin, 1992; Karner *et al.*, 1997; Abreu, 1998; Fonck *et al.*, 1998; Marton *et al.*, 2000) (Figure 4b). Ces hypothèses soulèvent des questions cruciales concernant le substratum sous-jacent du sel. Si le sel s'est effectivement déposé avant l'accrétion océanique,

⁴ Egalement appelée syn-rift II, pré salt-sag basin (Karner *et al.*, 2003), pre-salt wedge, ou ante-drift (*e.g.* Karner *et al.*, 1997 ; Marton *et al.*, 2000).

⁵ Cette phase est appelée post-rift par les géologues de Petrobras.

⁶ La phase de drift correspond à la phase d'expansion océanique, postérieure à la rupture.

⁷ Le rifting comporte la phase de rift et de sag

alors le remplissage sédimentaire pré-sel l'a été lui aussi, le substratum serait alors de nature continental ou sub-continental (croûte continentale amincie intrudée de matériel mantellique, Moulin *et al.*, 2005). Au contraire, si le sel s'est déposé après l'accrétion océanique, le substratum sous-jacent était au moins partiellement non-continental. Selon cette hypothèse, les bassins salifères étaient séparés, formant à l'origine plusieurs bassins. Le sel se serait déposé de part et d'autre du centre de l'accrétion océanique, sur une proto-croûte océanique (Jackson *et al.*, 2000).

Ces deux hypothèses ont été émises pour les marges volcaniques. Dans le segment Central, l'existence du volcanisme est débattue. La présence de SDRs (Seaward Dipping Reflectors⁸) au Nord du segment Central (Mohriak *et al.*, 1998; 1995; Jackson *et al.*, 2000), ainsi qu'au Sud (Mohriak 2003; 2008) a été décrite, bien qu'elle soit discutée (Moulin, 2003, Contrucci, 2004), et que leur présence dans tout le segment Central ne soit pas prouvée.

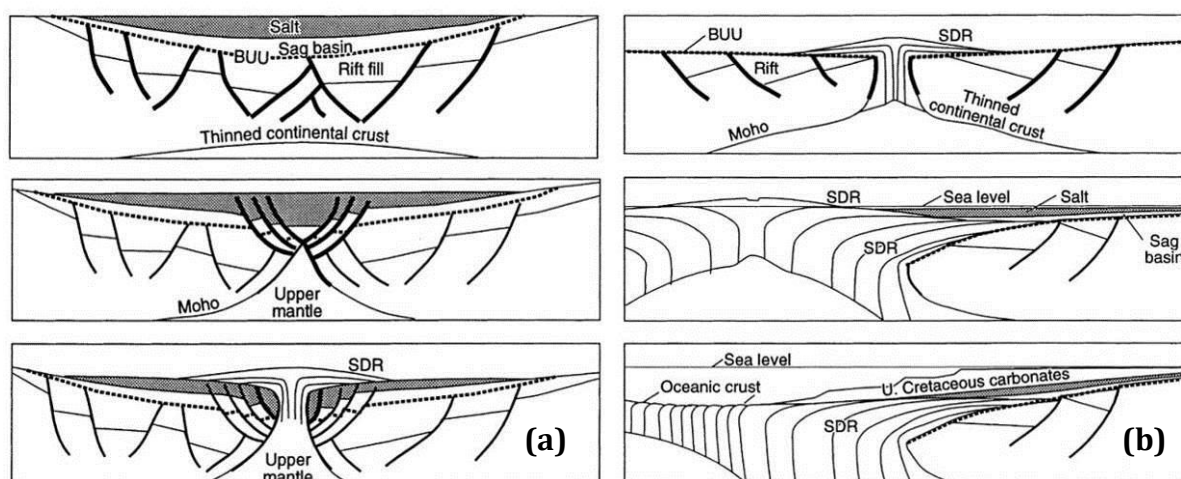


Figure 4 : Deux hypothèses de dépôt du sel. (a): hypothèse d'un pre-breakup salt, avec des SDRs (Seaward Dipping Reflectors) recouvrant la partie distale du sel. (b): post-breakup salt, avec un dépôt du sel venant se biseauter sur les SDR. D'après Fonck *et al.*, 1998;

Les principales questions qui demeurent actuellement sont :

- **Quel est l'âge et la réalité spatiale et temporelle des périodes de rift et de Sag ?**
- **A quel moment se sont déposées les évaporites, et quelle était la géométrie du bassin évaporitique?**

⁸ Dans l'Atlantique Sud, les SDRs correspondent à des basaltes subaériens et autres roches volcaniques.

1.3.MODELES CINEMATQUES

Actuellement, bien que de nombreux modèles cinématiques de restauration des marges tentent de reconstituer l'ouverture de l'océan Atlantique Sud, il subsiste de nombreuses incohérences. Ces modèles ne prennent en effet pas encore bien en compte les paramètres permettant de contraindre les mouvements horizontaux (localisation des déformations intraplaques) et verticaux (rhéologie de la lithosphère, type de modèle d'amincissement).

Concernant les mouvements horizontaux, les principaux désaccords des différents modèles portent sur la localisation des déformations intraplaques (Nürnberg & Müller, 1991 ; Torsvik *et al.*, 2009 ; Moulin *et al.*, 2010). Les zones majeures de déformation sont bien reconnues par les différents auteurs, mais certains modèles proposent des zones supplémentaires de déformation intraplaque, entraînant un nombre variable de microplaques d'un modèle à l'autre. Les désaccords peuvent également porter sur le type et la quantité de déformations intraplaques.

Concernant les mouvements verticaux, de nombreuses discussions perdurent également à propos des processus d'amincissement lithosphérique, et de leurs conséquences isostatiques. Deux grandes catégories de modèles servent de base pour expliquer et comprendre les processus d'amincissement: les modèles conservatifs de « cisaillement pur » de McKenzie (1978) et les modèles conservatifs de « cisaillement simple » de Wernicke (1981, 1985). Ces derniers sont à la base des discussions portant à comprendre et décrire l'évolution du rift du segment Central (Figure 5).

Le modèle de "cisaillement pur" (McKenzie, 1978) explique l'amincissement par un étirement uniforme de la lithosphère, via des failles normales pour la croûte supérieure fragile, et par amincissement ductile pour la croûte inférieure et le manteau lithosphérique (Figure 5 a).

Wernicke (1981, 1985) propose un autre modèle pour expliquer l'amincissement, le modèle de "cisaillement simple", basé sur la présence d'une grande faille de détachement de faible inclinaison, recoupant toute la lithosphère. Ce modèle implique une asymétrie du bassin, liée au déplacement de la croûte inférieure amincie et du manteau supérieur par rapport au dépôt-centre du bassin (Figure 5 b). Dans ce modèle, la subsidence des structures tectoniques liées au rifting peut être décalée par rapport à la subsidence thermique (Figure 5 b).

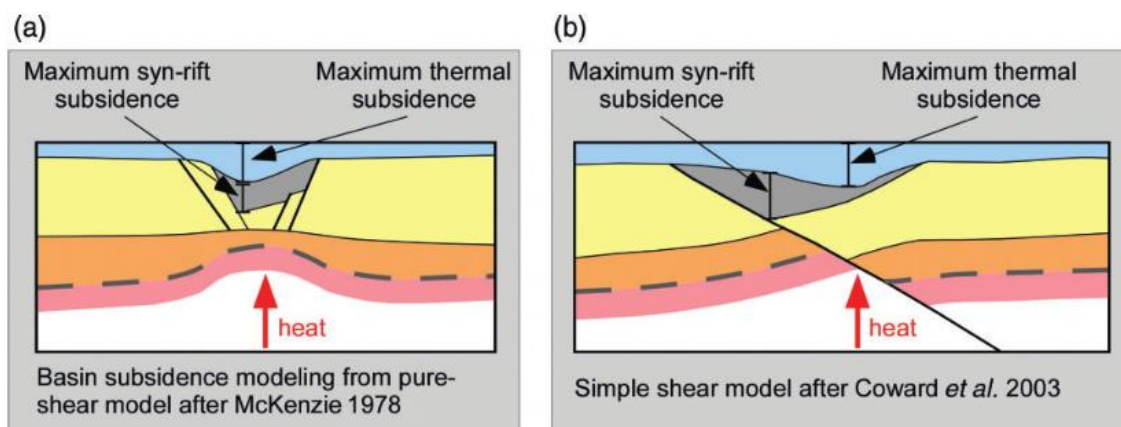


Figure 5: Modèles de (a) Pure Shear et (b) Simple Shear. D'après Coward et al. (2003)

Des observations récentes sur des marges de rift dans l'Atlantique Sud (Contrucci *et al.*, 2004 ; Karner *et al.*, 2003 ; Moulin *et al.*, 2005), sur le plateau d'Exmouth (Karner & Driscoll, 1999) ou encore sur l'Atlantique Central et Nord (Davis & Kusznir, 2004 ; Funck *et al.*, 2004) montrent que ces modèles, avec un étirement lithosphérique supposé uniforme avec la profondeur, ne sont pas adaptés pour expliquer l'amincissement de ces marges. Ces modèles ne semblent en effet pas capables de prendre en compte le développement d'un épais bassin *sag* (sédiments syn-rift non-déformés), et leur application au cas de l'Atlantique Sud ne permet pas de reconstituer de manière optimale son ouverture (Moulin, 2003), puisqu'il n'est pas possible de refermer la totalité de l'Atlantique Sud. La déformation cassante enregistrée par les failles contemporaines à l'extension, semble sous-estimer l'amplitude de l'étirement latéral d'une croûte supposée homogène, et indispensable pour créer une séquence *sag* anormalement épaisse. C'est pourquoi des modèles alternatifs dépendant de la profondeur ont alors été proposés pour expliquer le développement de cet épais bassin *sag* inhérent à une forte subsidence et une absence de failles. Dans ce type de modèle, l'étirement de la croûte inférieure et du manteau lithosphérique dépasse largement celui de la croûte supérieure (Karner & Driscoll, 1999; Kusznir & Karner, 2007 ; Aslanian *et al.*, 2010 ; Lavier & Manatschal, 2006 ; Huismans & Beaumont, 2008, 2011).

Dans ces modèles, le rifting est polyphasé, avec deux grandes phases d'étirement : une première phase d'extension et d'amincissement de la croûte continentale supérieure, et une seconde phase correspondant cette fois à un découplage entre la lithosphère inférieure et supérieure, impliquant un déplacement et un fluage de la croûte inférieure vers les extrémités du système, également appelée phase d'exhumation de matériel (mantellique ou lithosphérique) (Aslanian *et al.*, 2009). C'est au cours de cette seconde phase que se forme le bassin *sag*, juste

avant la phase d'accrétion océanique (reconnue comme une troisième phase par Aslanian *et al.*, 2012). Les auteurs font alors référence à deux ruptures (breakup) : celui du manteau lithosphérique, puis celui de la croûte amincie (Figure: 6).

Très récemment, Huisman & Beaumont (2011), ont proposé que la lithosphère inférieure se déchire en premier, laissant la croûte continentale en contact avec l'asthénosphère chaude, conduisant à l'extension de la croûte supérieure, avant la déchirure de la croûte continentale (Figure: 6). Une caractéristique de ce modèle est que la croûte inférieure est extrudée et flue vers l'axe du rift, jouant ainsi le rôle d'une couche horizontale de découplage. Ce découplage entre la croûte et le manteau lithosphérique, facilite alors une extension crustale prolongée, inhérente à la mise en place du bassin *sag*, conduisant à une rupture retardée, après avoir formé une marge ultra large.

Ce modèle est très similaire à celui proposé par Aslanian *et al.* (2009). Dans les deux cas, l'extension de la croûte est distribuée sur une grande région, et cette dernière a principalement été amincie par un découplage de la croûte inférieure.

Cependant, ces modèles présentent également de nombreux désaccords à propos de la rhéologie de la lithosphère, de la nature du matériel exhumé, ou enfin de la chronologie et la synchronicité des phases d'extension, (phase d'extension fragile et bassin *sag*). Ces derniers éléments, essentiels dans la compréhension thermique de la marge et dans les reconstitutions cinématiques, sont en effet encore mal datés et discutés. Pourtant, ces mécanismes sont primordiaux, puisqu'ils contrôlent la subsidence des bassins au cours du temps, et peuvent donc avoir une influence sur le remplissage sédimentaire.

- ***Si ces modèles peuvent être appliqués au segment Central de l'Atlantique Sud, quel est l'âge et la chronologie des différentes phases d'extension?***
- ***L'enregistrement sédimentaire dans les différents bassins du segment Central reflète-t-il ces différentes phases d'extension? La paléogéographie du segment Central exprime-t-elle la géodynamique intrinsèque?***

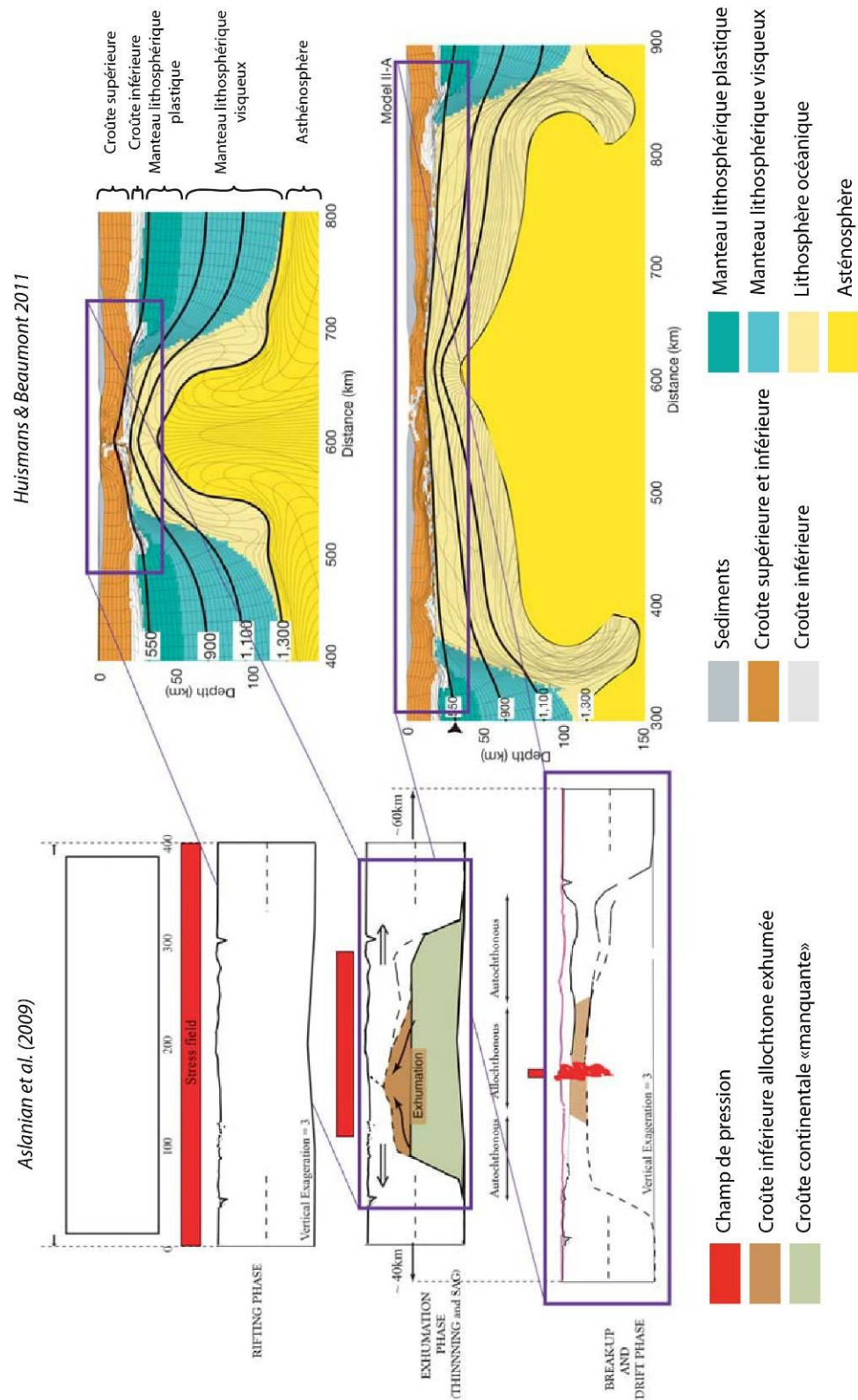


Figure: 6: Comparaison entre le modèle crustal publié par Aslanian et al. (2009) à gauche, et le modèle lithosphérique dynamique (caractéristiques des marges ultra larges de l'Atlantique Sud) publié par Huismans & Beaumont (2011) à droite (d'après Aslanian et al., 2012).

1.4. RECONSTITUTIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES DE L'ATLANTIQUE SUD

Actuellement, il n'existe pas de reconstitution paléogéographique à l'échelle du segment Central pour les différentes étapes du rifting. Quelques auteurs proposent des reconstitutions paléogéographiques focalisées sur quelques bassins des marges sud-Atlantiques. Bradley et al. (1992) et ont ainsi publié une paléogéographie sur quelques bassins de la partie Nord du segment Central, du Berriasien jusqu'à l'Aptien. Au Nord du segment Central, Moungeunui & Guiraud (2009) et Teisserenc & Villemin (1990) publient également quelques cartes montrant la répartition des environnements de dépôt du bassin du Gabon au début du rifting (Néocomien à Barrémien inférieur, Figure 7).

Des interprétations plus globales, à l'échelle de la marge Ouest Sud-Américaine sont proposées par Pindell & Tabutt (1995), et permettent de différencier les environnements marins profonds et peu profonds des environnements continentaux.

A plus grande échelle encore, des cartes synthétiques montrant la paléogéographie globale du Gondwana ont également été publiées et mettent en évidence les aires continentales, les zones immergées (Macdonald *et al.*, 2003 ; Ford & Golonka, 2003 ; Jacques, 2003), ou encore les reliefs et bassins (Petri, 1987) mais ne permettent pas d'avoir une idée précise de l'évolution du remplissage sédimentaire dans les différents bassins du segment Central au cours des différentes étapes du rifting (Figure 8).

Actuellement, aucune reconstitution disponible ne permet de définir le remplissage sédimentaire au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud, et à l'échelle du segment Central. Par ailleurs, aucune synthèse paléogéographique à l'échelle des continents africain et Sud-américain ne définit clairement les reliefs, ou les limites des bassins versants, indispensables pour contraindre les modélisations climatiques, soulevant alors plusieurs questions :

- **Comment la paléogéographie du segment Central a-t-elle évolué au cours du rifting, et particulièrement pendant les différentes phases de rift?**
- **Quels étaient les reliefs et limites des bassins versants alentours à l'échelle du segment Central?**

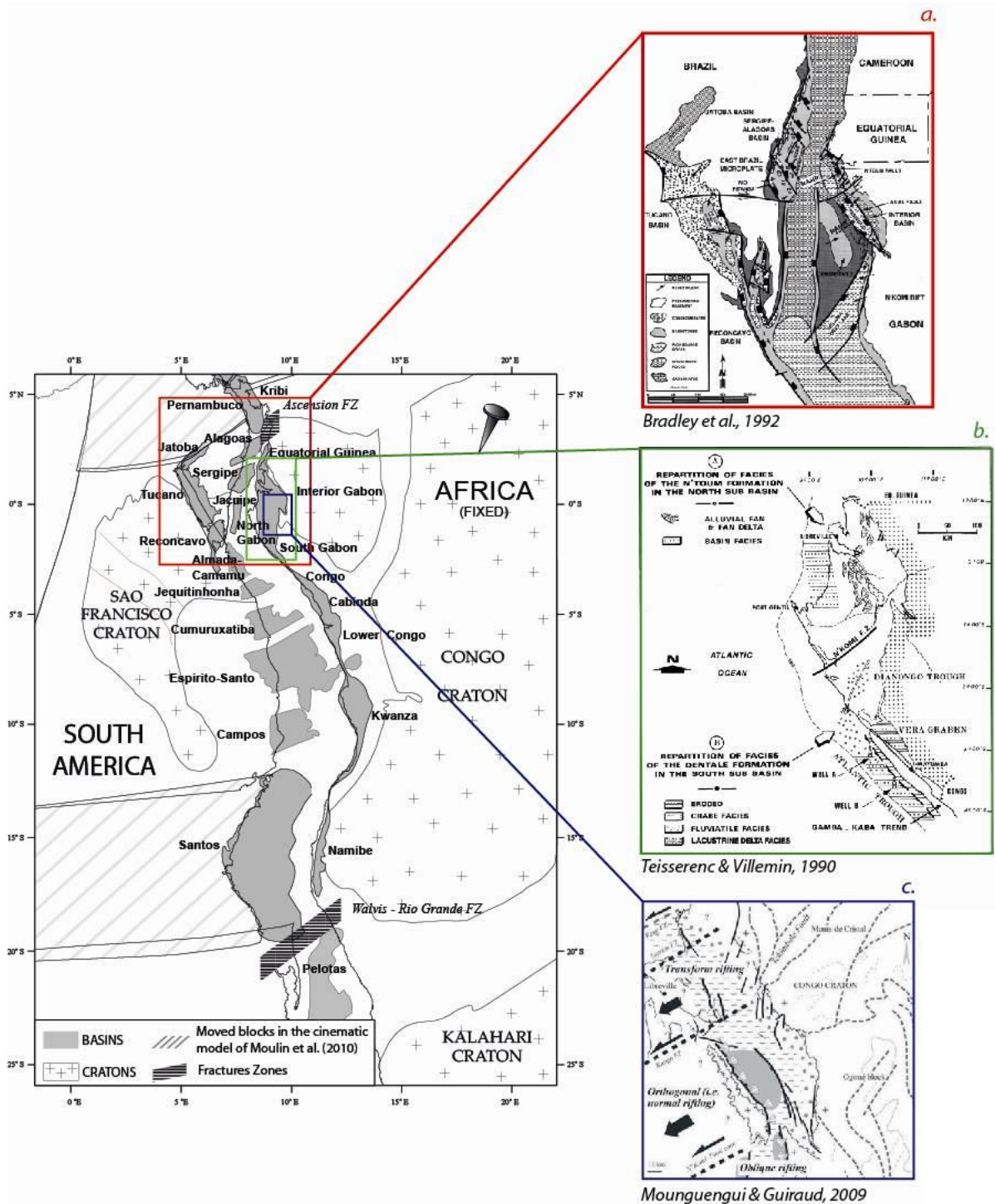
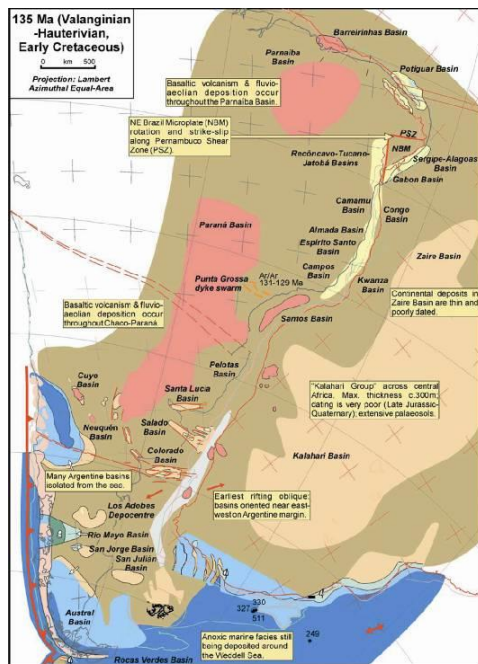
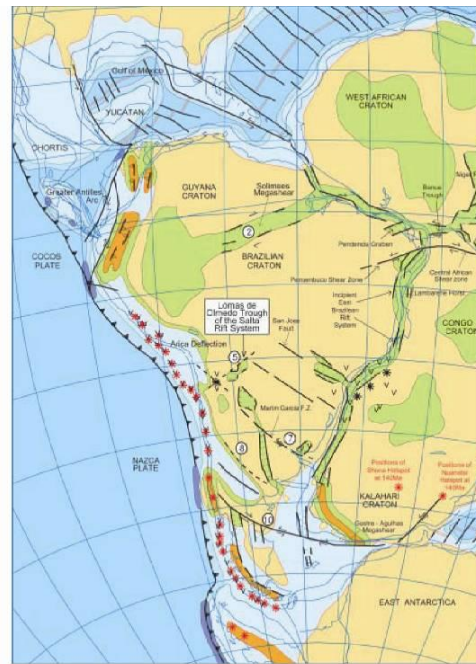


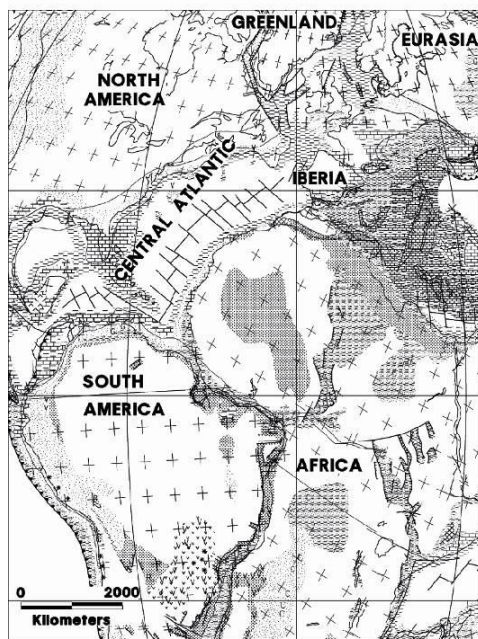
Figure 7: Paléogéographie de quelques zones du segment Central selon différents auteurs, avec leur localisation; (a) paléogéographie du secteur Nord du segment Central au Barrémien moyen selon Bradley et al. (1992); (b) paléogéographie des bassins du Gabon au Barrémien moyen et supérieur selon Teisserenc & Villemin, (1990); (c) paléogéographie du bassin du Gabon intérieur du Berriasien au Barrémien inférieur selon Mounguengui & Guiraud, (2009).



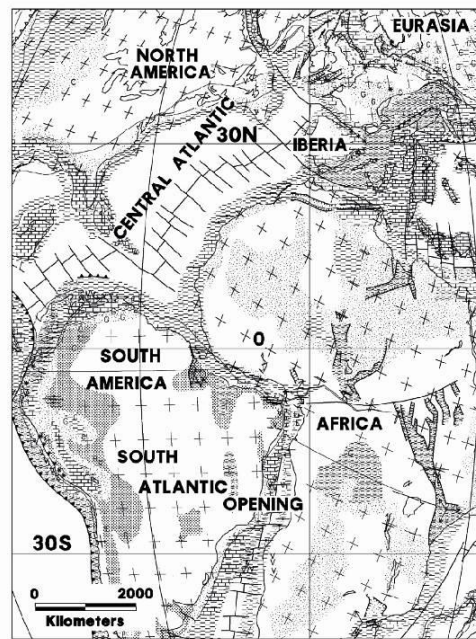
Reconstitution et paléogéographie de la région de l'Atlantique Sud à 135 Ma. (Macdonald et al., 2003)



Paléogéographie de l'Amérique du Sud au Crétacé inférieur (140 Ma). (Jacques, 2003)



Paléoenvironnements et lithofaciès autour de l'Atlantique au Crétacé inférieur (Hauterivien-Barrémien) (Ford & Golonka 2003)



Paléoenvironnements et lithofaciès autour de l'Atlantique au Crétacé inférieur (Aptien-Albien) (Ford & Golonka 2003)

Figure 8: Paléogéographies globales de la région de l'Atlantique Sud vues par divers auteurs au Crétacé inférieur.

1.5. SPÉCIFICITÉ DE LA SÉQUENCE ÉVAPORITIQUE

D'épais dépôts d'évaporites se sont déposés à l'Aptien dans l'Atlantique Sud, à la fin de la phase de *sag*, et se retrouvent le long des marges brésilienne et ouest-africaine. La province salifère s'étend des bassins conjugués de Santos et de Namibe jusqu'aux bassins de Sergipe et du Gabon. Plus au Nord, dans le segment équatorial, des évaporites sont également recensées dans les bassins de Sao Luis et Ceara, ainsi que dans le bassin intracontinental d'Araripe (Figure 3).

Les évaporites déposées dans la province de l'Atlantique Sud présentent de nombreuses particularités, de par leur minéralogie, leur localisation et la taille des dépôts enregistrés. Un premier aperçu des caractéristiques générales des évaporites est présenté avant de détailler la spécificité des dépôts Sud-Atlantique.

1.5.1. Les systèmes évaporitiques, formation et modèle de dépôt

Les évaporites sont des roches sédimentaires résultant de l'évaporation d'eaux saturées en sels dissous. Il existe quatre grandes familles de minéraux évaporitiques: les sulfates, les chlorures, les carbonates et les borates (Tableau 1). La minéralogie de ces minéraux évaporitiques dépend de la composition de la solution initiale, communément appelée saumure. Parmi eux, les familles des sulfates et des chlorures représentent les évaporites présentes dans l'Atlantique Sud.

Les évaporites sont caractérisées par deux propriétés majeures: leur densité et leur solubilité. Lorsque l'eau de mer s'évapore, une séquence ordonnée de minéraux à solubilité croissante précipite (Usiglio, 1849, revu par Braitsch, 1971 ; Holser, 1979 ; Harvie & Weare, 1980).

Le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est le premier à cristalliser lorsque l'eau de mer est concentrée 3,8 fois, et présente une solubilité de 2,2 g/l à 2,4 g/l (respectivement à 0 et 100°C, Figure 9). Le second minéral à cristalliser est l'anhydrite (CaSO_4) avec une solubilité de 3g/l à 20°C; la halite (NaCl) précipite ensuite, lorsque les concentrations de la saumure excèdent 10 fois celle de l'eau de mer, et présente donc une solubilité beaucoup plus importante, de l'ordre de 391g/l à 20°C (Figure 9).

Minéral	Formule	Densité	Solubilité
• Sulfates			
Anhydrite	CaSO ₄	2,96	3 g.L ⁻¹ (20°C)
Gypse	CaSO ₄ .2H ₂ O	2,32	2,4 g.L ⁻¹ (0°C), 2,2 g.L ⁻¹ (100°C)
Epsomite	MgSO ₄ .7H ₂ O	1,67	710 g.L ⁻¹ (20°C)
Kieserite	MgSO ₄ .H ₂ O	2,75	419 g.L ⁻¹ (dans l'eau chaude)
Mirabailite	NaSO ₄ .10H ₂ O	1,47	faible dans l'eau froide 110 g.L ⁻¹ (0°C), se décompose à 32,3°C
Thernardite	NaSO ₄	2,66	48 g.L ⁻¹ (0°C), 427 g.L ⁻¹ (100°C)
Langbeinite	K ₂ Mg ₂ (SO ₄) ₃	2,83	Incongruent si T > 61°C
Polyhalite	K ₂ Ca ₂ Mg (SO ₄) ₄ .2H ₂ O	2,78	Incongruent
Glauberite	Na ₂ Ca(SO ₄) ₂	2,85	Incongruent
• Chlorures			
Halite	NaCl	2,17	357 g.L ⁻¹ (0°C), 391 g.L ⁻¹ (20°C)
Sylvite	KCl	1,99	3347 g.L ⁻¹ (0°C), 567 g.L ⁻¹ (20°C)
Bischofite	MgCl ₂ .6H ₂ O	1,60	1670 g.L ⁻¹ (dans l'eau froide)
Carnallite	KMgCl ₃ .6H ₂ O	1,60	645 g.L ⁻¹ (19°C)
Tachyhydrite	CaMg ₂ Cl ₆ .12H ₂ O	1,67	1600 g.L ⁻¹ (20°C)
Antarcticite	CaCl ₂ .6H ₂ O	1,70	5360 g.L ⁻¹ (20°C)
Rinneite	K ₃ NaFeCl ₆	2,30	Se décompose à 29,9°C
Sels doubles			
Kainite	KMgSO ₄ Cl.3H ₂ O	2,18	795 g.L ⁻¹ (18°C)
• Carbonates			
Natron	Na ₂ CO ₃ .10H ₂ O	1,46	215 g.L ⁻¹
Trona	Na ₂ (HCO ₃)(CO ₃).2H ₂ O	2,14	
Silicates			
Magadiite	NaSi ₇ O ₁₃ (OH) ₃ .4H ₂ O	2,17-2,25	
Kanemite	HNaSi ₂ O ₄ (OH) ₂ .2H ₂ O	1,93	
• Borates			
Borax	NaB ₄ O ₅ (OH) ₄ .8H ₂ O	1,71	
Ulexite	NaCaB ₅ O ₆ (OH) ₆ .5H ₂ O	1,95	
Colemanite	CaB ₃ O ₄ (OH) ₃ .H ₂ O	2,42	
Hydroboracite	CaMg(B ₃ O ₄ (OH) ₃) ₂ .3H ₂ O	1,95	
Boracite	(Mg,Fe) ₃ B ₇ O ₁₃ Cl	2,94	

Tableau 1: Minéraux évaporitiques marins communs et leurs principales propriétés (densité, solubilité).

S'ensuit la précipitation des sels potassiques ou chlorures lorsque les concentrations excèdent 90 fois celle de l'eau de mer (McCaffrey *et al.*, 1987). Parmi eux, on retrouve la carnallite (KMgCl₃ 6H₂O) et la sylvite (KCl) dont la solubilité est extrêmement élevée (respectivement 645 g/l à 19°C et 567 g/l à 20°C). Ces sels extrêmement solubles sont les derniers à se former lors de l'évaporation de l'eau de mer. C'est pourquoi ils n'apparaissent que dans les parties les plus hautes des formations évaporitiques et atteignent rarement de fortes épaisseurs (Tucker, 2001). La bischofite et la tachyhydrite, présentes également dans l'Atlantique Sud, sont des sels de chlorure de magnésium présentant une extrême solubilité, respectivement 1670 g/l (dans l'eau froide) et 1600 g/kg à 20°C.

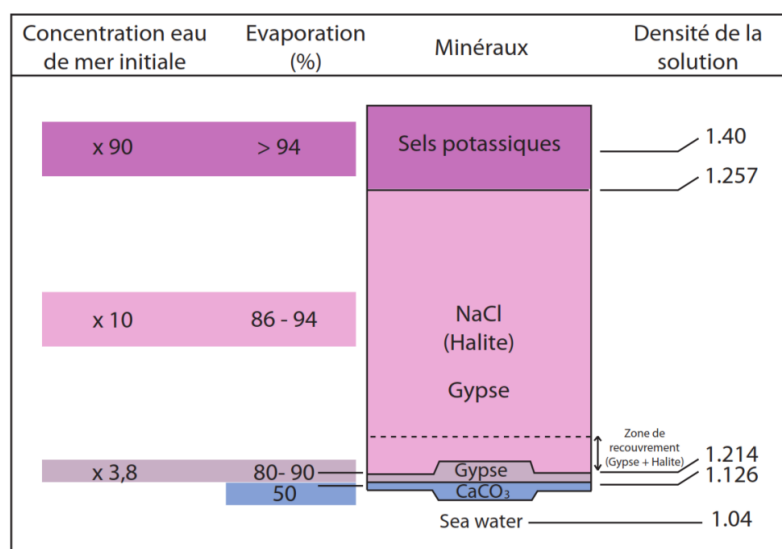


Figure 9:

Précipitation des minéraux évaporitiques selon le pourcentage d'eau évaporée et du facteur multiplicatif de la concentration initiale de la solution.

(Borchet & Muir, 1964)

Les évaporites peuvent être déposées dans des environnements continentaux comme marins, bien que ces derniers soient le plus courant. La teneur en Brome est généralement utilisée pour déterminer l'origine des évaporites, des valeurs supérieures à 65 - 75 ppm indiquant des saumures d'origine marine.

1.5.1.1. Facteurs de contrôle de la sédimentation évaporitique

1.5.1.1.1. Isolement du bassin et aridité

La précipitation d'évaporites dépend de deux facteurs principaux : l'isolement du bassin et le degré d'aridité.

Le premier est contrôlé par la paléogéographie du bassin et sa possible connexion à des eaux à salinité réduite (mer, océan, lac, fleuve). L'isolement d'un bassin se fait principalement par la mise en place d'une barrière. Lorsque le volume total des apports d'eau de mer et d'eau douce (précipitations et ruissellement) est inférieur aux pertes d'eau (par évaporation), les eaux d'un bassin évoluent vers la sursalure. Les échanges entre le bassin évaporitique et les eaux à salinité réduite s'effectuent en surface ou en sous-sol (barrière perméable, karst dans une barrière carbonatée, ou encore fracturation de la barrière; Rouchy, 2006).

L'aridité est quant à elle caractérisée par la différence entre les précipitations et l'évaporation (déficit hydrique) et conditionne le degré de concentration des solutions. La précipitation des sels les plus solubles nécessite des conditions d'extrême aridité. Elles sont, a

priori, le signe de conditions climatiques arides, permettant l'évaporation de grandes quantités d'eau. Une humidité relative inférieure à 76% est nécessaire pour évaporer les saumures saturées et permettre la formation de la halite (Figure 10), et elle ne doit pas excéder 67% pour générer la précipitation des sels potassiques. L'halite et les sels potassiques s'accumulent seulement dans les zones de très basse humidité relative, typiques des environnements intracontinentaux, ou entourées par des régions d'anormalement basse humidité.

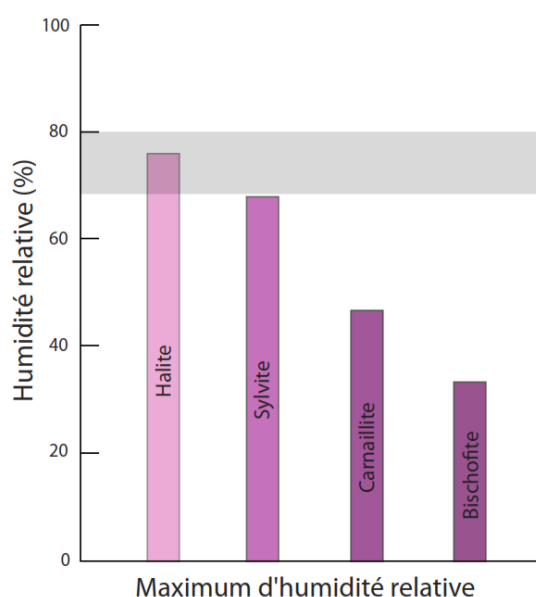


Figure 10:

Humidité relative maximale requise pour la précipitation de certains minéraux évaporitiques. La zone grise indique la gamme moyenne d'humidité côtière aux basses latitudes, comprise en 70 et 80%. (Reading modifié d'après Sonnenfeld 1984).

1.5.1.1.2. Différentiel hydrostatique et taux d'évaporation

Le différentiel hydrostatique est un facteur secondaire mais néanmoins important dans le développement des conditions évaporitiques. Il correspond à la hauteur entre le niveau du réservoir (mer ouverte par exemple) et celui du bassin évaporitique (Rouchy, 2006; Figure 11a). Le flux d'eau est d'autant plus grand que le différentiel hydrostatique est élevé (Rouchy, 2006).

Le rythme auquel l'infiltration peut se produire (même lorsque les barrières sont fortement perméables) est parfois inférieur aux pertes d'eau par évaporation se produisant à la surface du bassin. Dans ce cas, le volume de saumure restant dans le bassin isolé diminue : ceci est appelé *evaporite drawdown* par Maiklem (1971). Lorsque le niveau de saumure dans le bassin s'abaisse, le différentiel hydrostatique augmente en raison de la différence entre le niveau des saumures et de l'océan, et maintient un flux d'eau du réservoir vers le bassin évaporitique. Cela provoque une remontée des saumures dans le bassin par le remplissage sédimentaire: l'accrétion évaporitique résultante est forte et comble progressivement le bassin évaporitique.

Le sel recouvre progressivement les dépôts antérieurs, marquant ainsi la remontée de la saumure dans le bassin évaporitique (couramment interprétée comme transgression marine). Le système revient à son état d'équilibre lorsque le différentiel hydrostatique est réduit (par le comblement du bassin évaporitique et la remontée du niveau des saumures).

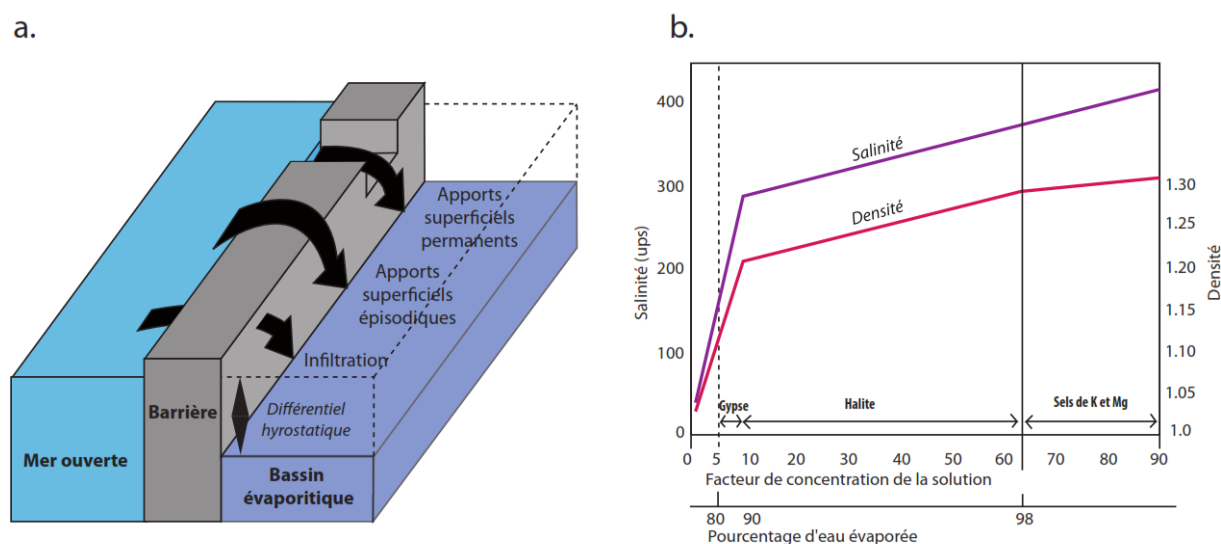


Figure 11: (a) Représentation du bassin évaporitique, de la barrière et du différentiel hydrostatique, (b) facteur de concentration de l'eau de mer, quantité d'eau évaporée, salinité, densité et précipitation des minéraux évaporitiques (Rouchy, 2006, modifié d'après Holser, 1979)

Le taux d'évaporation est un autre facteur important. Il est inversement proportionnel à la concentration de la solution, car il diminue lorsque la concentration de la solution augmente. L'évolution des conditions évaporitiques est alors ralentie, et la quantité d'eau évaporée finit par être équilibrée par les apports externes. L'évolution des conditions évaporitiques peut alors cesser, sans aucune autre modification des conditions hydrologiques (Rouchy, 2006). Un bassin profond atteint donc rarement un état de dessiccation complet, sauf aridité et isolement extrêmes.

1.5.1.2. Modèles de dépôt des grands systèmes évaporitiques anciens

Les grands dépôts évaporitiques anciens, également nommés "basinwide" ou "saline Giant" sont de grands bassins remplis de cycles évaporitiques, et peuvent atteindre des milliers de mètres d'épaisseur. Aucune évaporite "basinwide" ne se dépose actuellement à la surface de la Terre, et il n'existe donc pas d'homologue actuel de cette ampleur (Figure 12). Actuellement, les évaporites sont

limitées à des environnements continentaux, comme les lacs, sebkhas, lagunes côtières, et sont également limitées dans leurs épaisseurs.

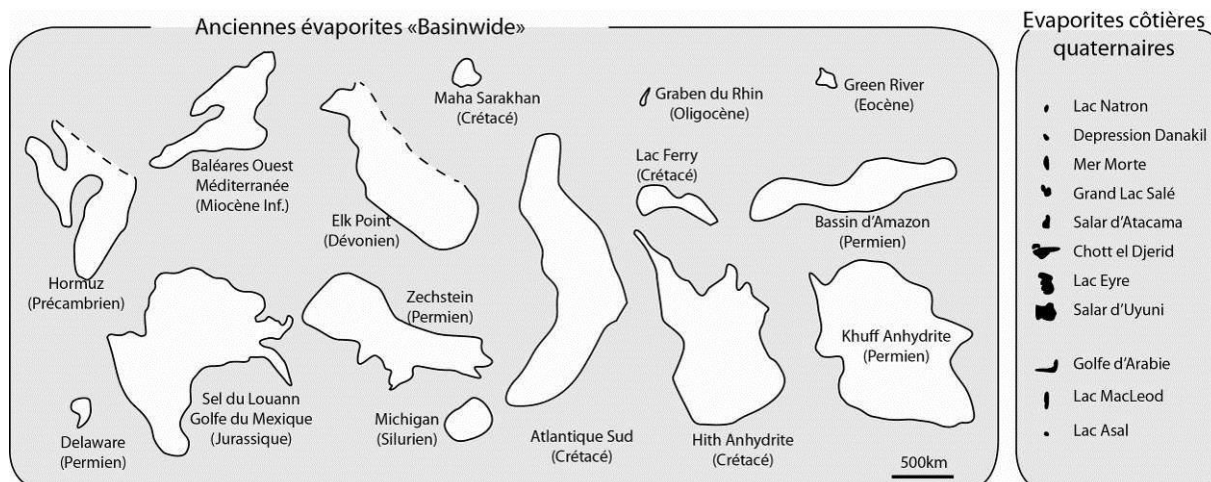


Figure 12: Comparaison des dimensions des « Saline Giant », modifiée selon Warren (2010).

Malgré le manque d'homologue actuel pour les "Saline Giant", la classification de Warren (1989) et Kendall (1992) établie pour les grands dépôts évaporitiques anciens est très utilisée. Cette classification propose trois modèles de dépôts, en fonction de la profondeur du bassin et de son niveau d'eau (Figure 14): (a) bassin peu profond, eaux peu profondes, (b) bassin profond, eaux peu profondes, (c) bassin profond, eaux profondes.

1.5.1.2.1. Bassin peu profond, eaux peu profondes

Dans ce cas, le bassin présente une topographie et une tranche d'eau faibles du début à la fin du dépôt des évaporites. L'environnement de dépôt est initialement peu profond et le reste tout au long du dépôt de la séquence évaporitique. Ce type de bassin se forme sous des conditions de subsidence continue et lorsque la précipitation des évaporites comble progressivement le bassin. Ces environnements sont caractéristiques des lagunes peu profondes en communication plus ou moins restreinte avec la mer, d'un réservoir lacustre ou encore des systèmes continentaux liés aux fluctuations du niveau de la nappe phréatique (Rouchy, 2006). Lorsque le bassin est connecté à la mer, les dépôts évaporitiques se déposent selon une géométrie dite "en goutte" liée au gradient de salinité (Figure 13). Les minéraux les moins solubles se déposent à l'entrée du bassin, là où les apports d'eau de mer diluent régulièrement les saumures saturées, alors que les minéraux les plus solubles précipitent au niveau de la bordure du bassin, où le renouvellement en eaux sous-saturées est réduit (Cojan & Renard, 2006).

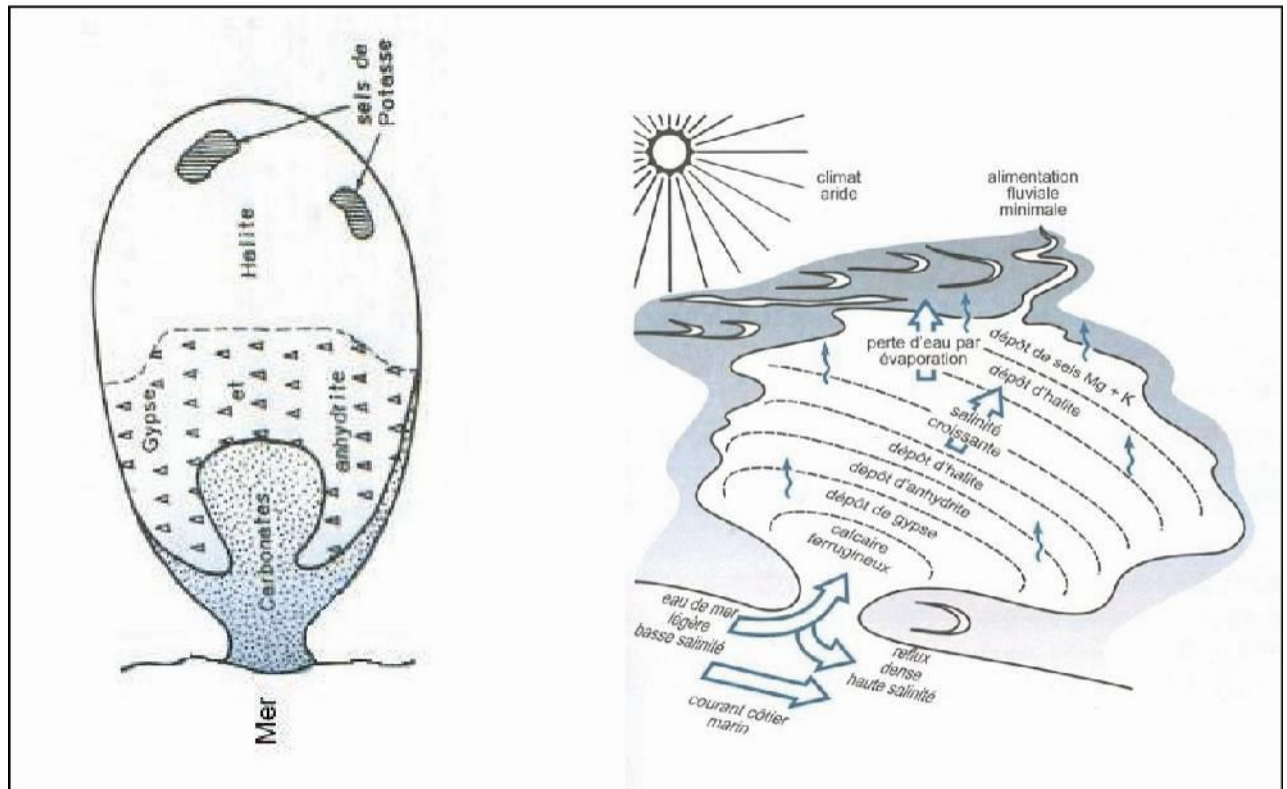


Figure 13: Géométrie dite en "goutte" (liée au gradient de salinité) des faciès dans le cas d'un bassin à seuil, connecté avec la mer, (modifiée d'après Guilbert & Park, 1986).

1.5.1.2.2. Bassin profond, eaux peu profondes

Les évaporites profondes sont définies comme une succession d'évaporites marines ayant rempli à grande échelle des bassins sédimentaires sous le niveau de la mer, isolés d'un océan ouvert par une barrière (Figure 14). Dans cette configuration, le niveau d'eau dans le bassin est toujours relativement faible. Le bassin est hydrographiquement isolé de l'océan et reste dans une position sous le niveau de la mer. L'apport d'eau peut se faire par infiltration ou via des variations eustatiques. Selon Warren (2010), ces bassins profonds peuvent résulter 1) d'un contexte de rift, qui implique que le plancher de rift passe sous le niveau de la mer, ou 2), d'une situation de fermeture continentale, lorsque le plancher du bassin est toujours sous le niveau de la mer lorsque la connexion avec un océan ou une mer est perdue.

1.5.1.2.3. Bassin profond, eaux profondes

Parmi les trois modes de dépôt, le bassin profond, eaux profondes est le plus controversé et le plus méconnu (Figure 14). Selon ce modèle, l'évaporation se produit à l'interface air-eau

d'un grand volume d'eau dans le bassin, permettant la mise en place d'une saumure plus dense, ne se mélangeant pas, et recouvrant les eaux à salinité "normale" (Schmalz, 1969). La densité de la saumure de surface augmente progressivement en raison de l'évaporation importante et des minéraux évaporitiques commencent à précipiter. Les cristaux formés coulent alors par gravité à travers la colonne de saumure, pour former une accumulation de sel (Schmalz, 1969). La profondeur de saumure de ce type de bassin est très incertaine, et peut varier de 30 mètres à plus de 1000 mètres (Warren, 2006).

Les turbidites et autres dépôts d'écoulement de masse, composés entièrement ou en partie d'évaporites d'eaux peu profondes resédimentées, peuvent également se trouver associés avec les faciès laminés d'eaux profondes (Reading, 1996).

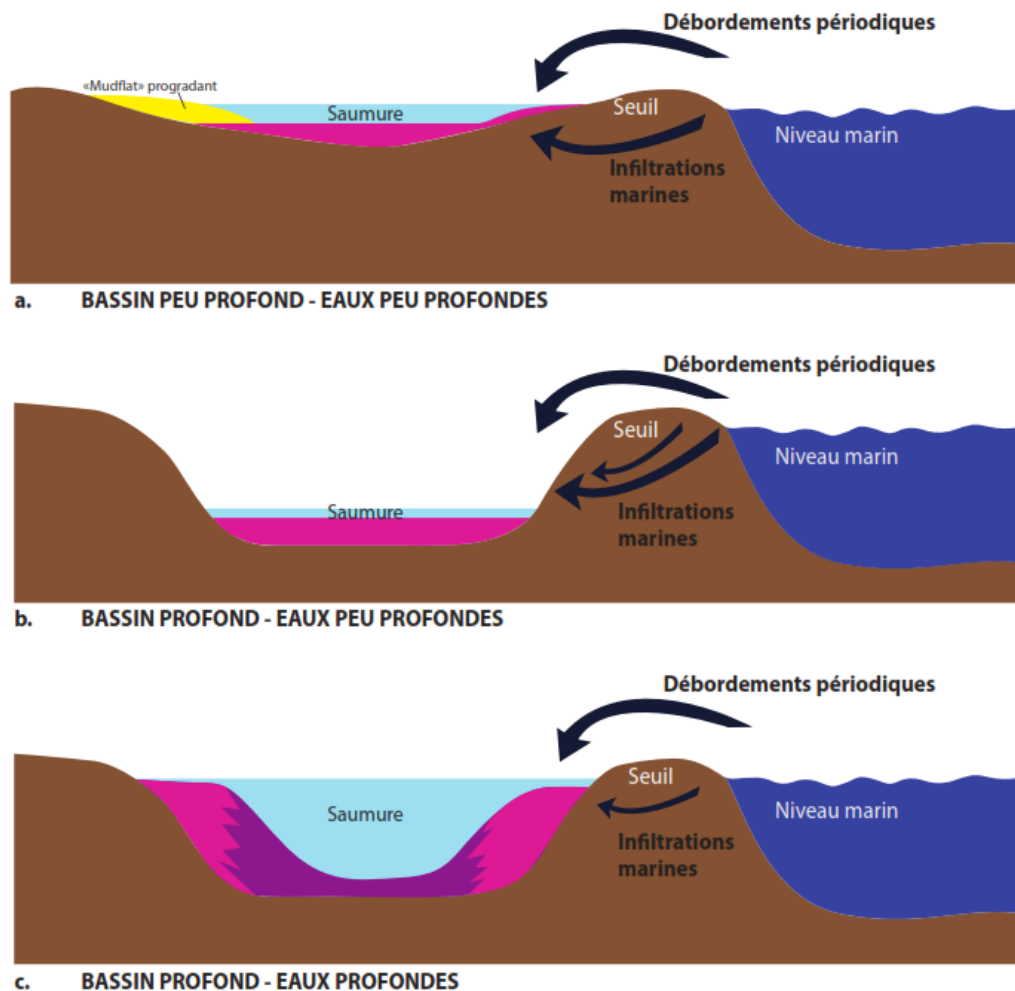


Figure 14: Modèle de dépôt des grands dépôts évaporitiques (modifiée d'après Warren, 2010). Les évaporites sont représentées en couleur rose, et les saumures en bleu.

1.5.2. Evaporites de l'Atlantique Sud

Les évaporites de l'Atlantique Sud font partie des "Saline Giant" (Figure 12), atteignant jusqu'à 2000 mètres d'épaisseur initiale (Asmus & Ponte, 1973; Brognon & Verrier, 1966; Butler, 1970; Mohriak *et al.*, 2008; Mohriak & Rosendahl, 2003). La province salifère s'étend des bassins conjugués de Sergipe et du Gabon au Nord, jusqu'aux bassins de Santos et de l'Angola au Sud (Figure 15). Du côté de la marge brésilienne, les séquences de sel les plus épaisses se retrouvent dans le bassin de Santos et il n'existe pas d'évaporites au Sud de la ride de Florianopolis-Walvis où la séquence stratigraphique contemporaine est associée à un environnement marin ouvert. La province salifère brésilienne est présente dans tous les bassins, à l'exception du bassin de Jacuipe, interprété comme un graben profond probablement jamais asséché (Davison, 1999). La continuité du sel de l'Amérique du Sud à l'Afrique est encore débattue.

Plus au Nord, dans le segment Equatorial, quelques évaporites sont déposées à l'Aptien dans les bassins de Ceara, et de Barreirinhas, ainsi que dans le bassin intracontinental de Potiguar (Figure 3).

1.5.2.1. Datations, âge et durée du sel Aptien

La datation des évaporites du segment Central n'est actuellement pas bien établie, et l'âge du sel reste encore incertain pour la plupart des bassins.

1.5.2.1.1. Méthodes de datations et âge des évaporites

Deux séquences évaporitiques, d'âge et de minéralogie différents, sont enregistrées dans le segment Central. Un premier sel plus ancien est d'abord enregistré dans les bassins d'Alagoas (marge brésilienne) et de la Kwanza (marge africaine), puis un second sel dans tous les bassins du segment Central, à l'exception des bassins de Jacuipe et de Namibe.

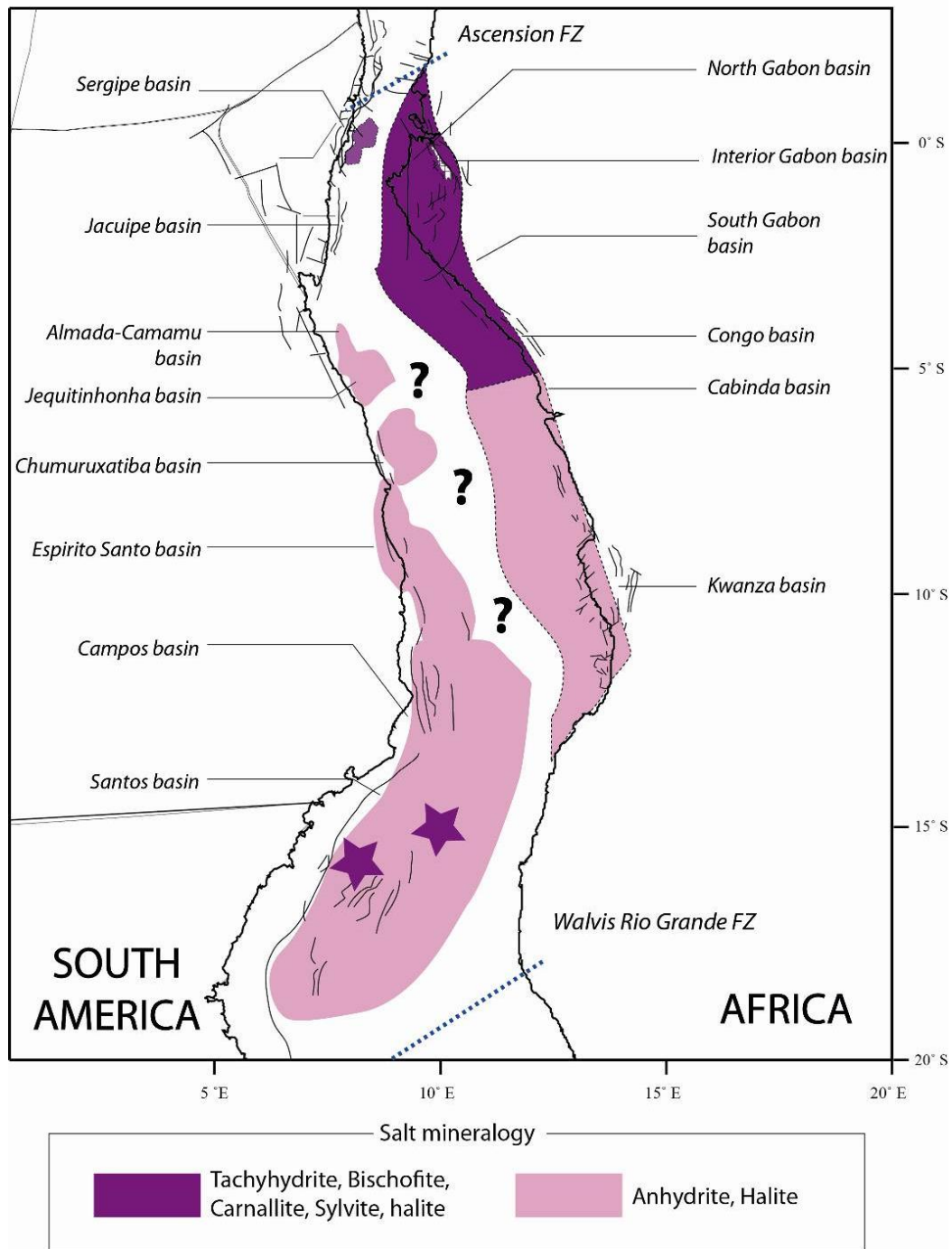


Figure 15: Localisation du sel et des différents assemblages minéralogiques dans le segment Central (modifiée d'après Davison, 2007).

- La première séquence évaporitique déposée dans le bassin d'Alagoas (Maceio Fm, Paripueira Mb), et datée par les zones palynologiques (P-230 à P-260) comme Aptien inférieur,

se serait déposée précisément à 124,8 Ma⁹ selon R. Wynne-Jones (communication personnelle dans Davison, 1999).

La séquence salifère également enregistrée dans le bassin de la Kwanza est quant à elle datée de la zone à ostracodes AS9 (Bate *et al.*, 2001), d'âge Barrémien supérieur (Grosdidier *et al.*, 1996). Pourtant, selon Davison (2005), les évaporites du bassin de la Kwanza seraient contemporaines à celles déposées dans le bassin d'Alagoas. Dans cette même étude de synthèse, l'auteur ajoute que ces évaporites du bassin de la Kwanza sont postérieures à l'extinction de "*Inaperturopollenites crisopolensis*". Dans ce cas, elles seraient au contraire plus jeunes que le Membre Paripueira contenant les évaporites du bassin brésilien d'Alagoas. De nombreuses contradictions apparaissent ici entre les âges proposés par les différents auteurs.

- Le second assemblage évaporitique, déposé dans les bassins de Sergipe à Santos, et dans les bassins conjugués de la marge africaine (Figure 15), est daté par plusieurs méthodes.

Au Nord du segment Central, dans le bassin de Sergipe, les évaporites sont datées par la palynozone P270 (Uesugui, 1987) de l'Aptien supérieur (Muriberca Fm, Ibura Mb). Une autre étude de Koutsoukos *et al.* (1993) propose une datation grâce à la formation sus-jacente marine, contenant des foraminifères planctoniques et ammonites bien datées à 114,5 Ma. Selon eux, le sel, déposé juste avant, serait donc plus vieux que 114,5 Ma. Le long de la marge africaine, les évaporites déposées dans le bassin du Gabon sont supposées être équivalentes à ces évaporites selon Davison (2007). Ce dernier suppose même que les bassins de Sergipe et du Gabon ne formaient probablement qu'un seul bassin au moment du dépôt du sel. L'étude de Grosdidier *et al.* (1996) date le sel du bassin gabonais de la zone à ostracodes AS12. En revanche, aucun équivalent évaporitique de la première séquence enregistrée dans le bassin brésilien d'Alagoas n'a été identifié dans le bassin du Gabon (Doyle *et al.*, 1982).

Plus au Sud du segment Central et au Sud du bassin de Santos sur le Haut de Florianopolis, le sel est daté indirectement : il recouvre des séries volcaniques datées de $113,2 \pm 0,1$ Ma (Dias *et al.*, 1994) et serait donc plus jeune. Dias (1998) et Moreira *et al.* (2007) datent respectivement les évaporites à 110 Ma et 113 Ma (pour leur sommet), qui correspondrait à la base des carbonates albiens. Les évaporites déposées dans les autres bassins sont supposées

⁹ Les âges proposés sont cités comme dans les papiers de référence, sans les barres d'erreur.

être synchrones à celles datées au Nord dans le bassin de Sergipe et au Sud dans les bassins de Campos et Santos. (Davison, 2007).

Le long de la marge africaine, le sel est daté dans les bassins de Cabinda (Braccini *et al.*, 1997), du Congo et du Gabon (Grosdidier, 1996) comme équivalent à la zone AS12, d'âge Aptien supérieur selon les mêmes études.

Les méthodes de datation des évaporites du segment Central sont diverses, parfois de manière indirecte, par recouvrement de séries (bassin de Santos), ou par biostratigraphie (bassin de Sergipe, bassins du Gabon, Congo et de Cabinda), expliquant la variabilité et parfois les incohérences des âges proposés par les différents auteurs.

1.5.2.1.2. Temps de dépôt du sel aptien

L'estimation de leur durée de dépôt est également sujette à controverse. Bien que les méthodes divergent, les auteurs s'accordent néanmoins pour dire que le sel se serait déposé sur une courte période de temps, entre 600 000 ans et 1 à 2 millions d'année.

Récemment, Freitas (2006) a tenté de dater la durée du dépôt des évaporites dans la partie Sud par corrélation des principaux cycles évaporitiques aux cycles de 22 et 39 ka de Milankovitch. Il obtient ainsi une durée de 400-600 ka, similaire aux durées indiquées par Dias (1998) par cyclostratigraphie dans le bassin de Santos, et compris entre 112 et 113 Ma et par Moreira *et al.* (2007). Il précise néanmoins que ces cycles peuvent également être liés à des variations climatiques de durée inconnue. Selon Davison *et al.* (2012), cette estimation de temps de dépôt proche de 0,5 Ma est similaire aux taux de dépôt des évaporites connues dans le lac Assal en Ethiopie (10 mm/an, Imbert & Yann, 2005), à ceux des évaporites messiniennes de la Méditerranée (66 mm/an; Clauzon *et al.*, 1996) ou encore des évaporites du bassin McCleod en Australie (au minimum 4mm/an, Logan, 1987).

D'autres auteurs ont essayé d'appréhender la durée du dépôt du sel par une méthode numérique. Ainsi, Montaron & Tapponier (2010) estiment que 2000 mètres d'évaporites peuvent être théoriquement déposés en moins de 100 000 ans sous un apport ininterrompu d'eau de mer. Ils précisent cependant que des facteurs comme des cycles climatiques longs (excentricité de la Terre à 100 000 ans) ou des variations eustatiques peuvent créer de multiples dépôts d'évaporites sur 1 Ma ou plus.

Enfin, pour Davison *et al.* (2012), l'absence de carbonates ou de roches clastiques intercalées dans les évaporites des parties profondes du bassin de Santos suggère également que le sel fut déposé rapidement.

Ici encore, les méthodes pour estimer la durée de dépôt des évaporites sont variées (cyclostratigraphie, méthodes numériques). Les incertitudes liées aux âges des évaporites mettent en évidence des problèmes de datations liés aux diverses méthodes utilisées pour les dater et estimer leur durée de dépôt.

1.5.2.2. Nature et minéralogie

Les deux assemblages évaporitiques présents dans le segment Central ont des caractéristiques minéralogiques différentes (Figure 15).

- La première séquence évaporitique déposée à l'Aptien inférieur dans le bassin d'Alagoas inclut des couches épaisses d'intercalations d'halite et d'argiles (formation Maceio, membre Paripueira).

- Dans le second assemblage évaporitique daté de l'Aptien supérieur, le sel déposé dans le bassin de Sergipe est caractérisé par l'intercalation d'argiles riches en matière organique, halite, dolomites et calcaires algaires. La formation se singularise par l'absence de sels de sulfates de magnésium ($MgSO_4$), et par la présence d'épais cycles d'intercalations de halite et de minéraux riches en potassium: la carnallite et la sylbite. Plusieurs de ces cycles contiennent également des unités de tachyhydrite primaire dans les bassins de Sergipe, du Gabon et du Congo (Meister & Aurich, 1972; Wardlaw, 1972; Wardlaw & Nicholls, 1972; Borchert, 1974) pouvant atteindre plus de 100 mètres dans le bassin de Sergipe (Souza Lima, 2008).

Plus au Sud, dans le bassin de Santos, les évaporites sont principalement constituées d'anhydrite et de halite. Freitas (2006) décrit également la présence de sels complexes potassiques et magnésiens. A l'exception des bordures proximales du bassin, les évaporites ne présentent pas ou très peu d'intercalation de carbonates et d'argiles (Freitas, 2006). Ces dernières sont en petite quantité, intercalées avec les niveaux d'anhydrite, et marquent la transition entre deux cycles évaporitiques. Chaque cycle commence avec le dépôt d'anhydrite, d'épais bancs d'halite puis enregistre le dépôt des sels les plus solubles, carnallite et sylbite, avant de retourner à l'halite avec une épaisseur plus réduite et à de l'anhydrite qui marque le début d'un autre cycle (Freitas, 2006). Freitas (2006) reconnaît ainsi cinq cycles dans le bassin

de Santos, allant de 50 à 100 mètres pour les cycles les plus épais. Les cycles interprétés selon Freitas (2006) sont référencés en Annexe 1.

Les bassins de la marge africaine, comme le Gabon et le Congo, ne présentent pas de sels de sulfates de magnésium ($MgSO_4$), et comportent des fortes épaisseurs de halite, carnallite, et tachyhydrite (de Ruiters, 1979; Wardlaw, 1972 ; Teisserenc & Villemain, 1990). Le sel du Gabon est particulièrement riche en carnallite, avec des lits de plus de 400m de carnallite pure (Cruz *et al.*, 2009), et pauvre en anhydrite (Teisserenc & Villemain, 1990). Les faciès évaporitiques interprétés de diagraphies sont présentés en Annexe 2. Comme dans les bassins brésiliens, des intercalations de carnallite, halite, et de fines couches d'argiles riches en matière organique sont présentes dans les parties peu profondes du bassin congolais (Belmonte *et al.*, 1965). La bischofite et la tachyhydrite sont présentes au top de certains cycles d'évaporites et sont considérées comme primaires, ce qui est extrêmement rare (Wardlaw & Nicholls, 1972; Borchert, 1977).

Les cycles évaporitiques déposés dans le segment Central sont donc composés d'anhydrite et de halite essentiellement. Dans le secteur Nord, des dépôts importants de sels de chlorure de magnésium et calcium, comme la bischofite, carnallite, sylvite et tachyhydrite sont également enregistrés. Des dépôts similaires sont également recensés dans le bassin de Santos, au Sud du segment Central.

1.5.2.2.1. Les évaporites "potash"

Les évaporites du second assemblage évaporitique de la marge brésilienne et les sels de la marge africaine se singularisent donc par leur composition minéralogique. On les nomme « évaporites potash », ce nom traduisant leur appartenance à la famille des chlorures (Tableau 1).

Ces évaporites dites "potash" forment deux groupes: (1) un groupe rare riche en $MgSO_4$ qui se forme par évaporation de l'eau douce saturée issue du ruissellement ou de rivières. Les minéraux sulfatés produits sont la polyhalite, la kainite, et la kieserite. (2) Un second groupe, plus commun, est riche en KCl et $CaCl_2$ et pauvre en $MgSO_4$. Ce groupe ne peut pas se former par seule évaporation de l'eau douce. Les minéraux chlorurés formés sont la sylvite, la carnallite, la tachyhydrite et la bischofite.

1.5.2.2.2. Implications sur les évaporites "potash" de l'Aptien supérieur

Les évaporites du second assemblage sont donc enrichies en minéraux chlorurés (**halite**, sylvite, carnallite et bischofite), notamment de la carnallite qui représente localement jusqu'à 15% de la totalité des sels, et sont au contraire plus appauvries en sulfates de calcium (gypse et anhydrite par exemple) et sulfates de magnésium.

La spécificité des évaporites de l'Aptien résulte surtout sur l'inhabituelle présence sur de fortes épaisseurs de la tachyhydrite ($\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$), hautement soluble (Belmonte *et al.*, 1965 ; Wardlaw, 1972 ; Wardlaw & Nicholls 1972 ; Borchert, 1977). En raison de sa forte solubilité, sa présence implique une très forte concentration et une très forte stabilité des saumures interdisant toute modification climatique susceptible d'induire sa dissolution.

De nombreuses discussions ont porté sur l'origine de ces évaporites "potash". En 1972, Wardlaw surnomme ces évaporites comme « évaporites marines inhabituelles » supposées résultant entre autres, de diagenèse d'enfouissement d'évaporites marines normales (*e.g.* Borchert, 1977; Dean, 1978) ou encore résultant de l'altération de la composition de l'eau de mer dans un bassin évaporitique par dolomitisation (Shearman, 1966; Holland, 1978), sulfato-réduction bactérienne (Borchert & Muir, 1964) ou mélange avec du bicarbonate de calcium des eaux de rivières (Braitsch, 1971).

Wardlaw (1972) reconnaît le besoin d'une source extérieure de flux de saumures riches en chlorure de calcium pour expliquer cette inhabituelle minéralogie. Il suggère que les évaporites du bassin brésilien de Sergipe (Figure 15) ont été formées par fractionnement des saumures d'eau de mer, ayant préalablement permis la formation de gypse et d'anhydrite dans des bassins isolés, et qui auraient été contaminées par un flux riche en chlorure de calcium. Cependant, selon Hardie (1984), la cristallisation fractionnée du gypse ou de l'anhydrite ne peut pas isoler la composante sulfatée des saumures d'eau de mer. De même, l'eau de mer ne peut fournir les énormes volumes de calcium qu'imposent les importants dépôts de tachyhydrite. C'est pourquoi Hardie (1984, 1990, 1991) suggère quant à lui que la composition particulière de ces évaporites pauvres en sulfates résulte de l'apport dans le bassin évaporitique d'upwelling de saumures hydrothermales chaudes ("upwelling CaCl_2 -rich hot hydrothermal brines"), riches en chlorures de calcium. Il met en avant l'hypothèse d'une origine des évaporites, exclusivement hydrothermale, seule capable d'apporter suffisamment de calcium.

Cependant, les quantités importantes de halite impliquent une origine majoritairement à partir d'eau de mer, en l'absence d'autres sources de sodium (comme la dissolution d'anciennes évaporites), appuyée par des données géochimiques (teneur en Brome indiquant une origine marine, Wardlaw; 1972). Une origine mixte des évaporites est donc envisagée, à partir de solutions marines, fortement contaminées par des apports hydrothermaux contemporains du dépôt.

1.5.2.3. Environnement de dépôt

Nous avons vu précédemment qu'il existait trois principaux modèles de dépôt pour la formation des grands dépôts évaporitiques anciens (cf. chapitre I.5.3).

L'origine des types d'évaporites dans l'Atlantique Sud reste un sujet de controverse, et les différents auteurs discutent encore de la topographie initiale et de la bathymétrie du bassin au moment du dépôt des évaporites (les arguments sont résumés dans le Tableau 2).

Les arguments statuant d'un bassin initialement profond sont principalement d'ordre géodynamique. Récemment plusieurs auteurs (Davison *et al.*, 2012; Freitas, 2006) ont proposé l'existence d'une dépression antérieure au dépôt du sel, et séparée de l'environnement marin ouvert de l'Atlantique Sud par la ride de Walvis, pour expliquer la vitesse de dépôt très rapide des évaporites (plus de 2000 mètres de sel déposé en environ 500 000 ans, Freitas, 2006; Montaron & Tapponier 2010). Selon eux, cette vitesse de dépôt, de 5mm/an est largement supérieure au taux de subsidence durant le rifting, estimé à 1 mm/an (Davison *et al.*, 2012), justifiant ainsi d'une dépression pré-existante. Ces mêmes auteurs suggèrent une bathymétrie variant entre 200 et 1000 mètres pour chaque cycle évaporitique.

Cependant, Moulin (2003) et Moulin *et al.* (2005) ont mis en évidence la continuité du sel de la partie distale amincie jusqu'à la plateforme proximale non amincie, et suggèrent ainsi un environnement très peu profond au moment du dépôt du toit de sel aptien. Ils soulignent par ailleurs l'absence (1) de canyons et d'érosion sur la pente continentale et (2) de sédiments marins pré-salifères, à l'opposé du bassin profond de la Méditerranée au Miocène. De plus, les arguments sédimentologiques témoignent en faveur d'un environnement très peu profond, type sebkha ou lagon (Souza Lima, 2008 ; Menezes & Milhomem, 2008; França & Mohriak, 2008), difficilement conciliables avec les "quelques centaines de mètres" proposés par Davison *et al.* (2012) ou Freitas (2006).

Actuellement, aucun argument ne permet de trancher en faveur d'un bassin topographiquement profond ou peu profond et seuls des arguments géodynamiques appuient l'hypothèse d'une dépression préexistante. Mais il est important de noter que les derniers travaux ne prennent pas en compte la compensation isostatique rapide que peut entraîner le poids du sel sur une croûte amincie. Les travaux de Van den Belt & De Boer (2007) montrent qu'un bassin peu profond associé à une rapide isostasie peut expliquer d'une part les fortes épaisseurs des "saline giants", et d'autre part les faciès d'environnement peu profond, en raison de la forte densité de l'anhydrite et des forts taux de précipitation des minéraux évaporitiques.

	AUTEURS	TOPOGRAPHIE	BATHYMETRIE	ARGUMENTS
Bassin profond, eaux profondes	Davison 2012	Bassin profond	Profondeur initiale : plus de 1000m puis s'abaisse à quelques centaines de mètres avant le dépôt des évaporites.	Se base sur Freitas (2006), et Montaron & Tapponier (2010) pour la durée du temps de dépôt du sel (600 000 ans). Le taux de dépôt de subsidence durant le rifting (5 km/Ma) est plus lent que le taux de dépôt du sel (2500 m en 600 000 ans), impliquant une dépression pré existante.
	Freitas, 2006 Santos	Bassin profond	Variation de la bathymétrie de 1000m (dépôt anhydrite) à 200 m durant le dépôt de sels complexes.	
Bassin peu profond	Moulin, 2003 Moulin et al., 2005 Angola	Bassin peu profond	Marais salant Dépôt proche de 0 m	Sel continue de la partie distale amincie à la plateforme proximale non amincie impliquant un environnement très peu profond au moment du dépôt du top du sel Aptien. Absence de sédiments marins pré-salifères marins et d'érosion sur la pente continentale comme dans le cas de la mer Méditerranée.
Eaux peu profondes	Souza-Lima, 2008 Sergipe Alagoas Menezes & Milhomem, 2008 Almada Camamu França & Mohriak, 2008		Sebkha. Calcaires Ibura: Environnement lagunaire hypersalin (< 20m) Golfe évaporitique Lagon restreint, marin restreint, sebkha. Environnement sous aquatique très faible.	Sédimentologiques - Carbonates d'eaux peu profondes - Cristaux de halite en chevron et en cornet - Stromatolites

Tableau 2: Résumé des différentes hypothèses pour la formation des évaporites de la seconde séquence salifère de l'Atlantique Sud (Aptien supérieur).

Etant donnée la minéralogie particulière des évaporites de l'Atlantique Sud, liée à la présence des sels dits « potash », les incertitudes concernant leur datation, l'estimation du temps de dépôt, et leur environnement de dépôt, plusieurs questions cruciales restent donc encore à évaluer:

- ***Quel est l'âge et la durée du temps de dépôt des évaporites ?***
- ***Quel a été le contrôle climatique sur la mise en place des évaporites, et leur répartition minéralogique?***
- ***Quels furent le rôle de la tectonique et donc de la subsidence au moment du dépôt du sel ?***
- ***Quel était la topographie initiale du bassin au moment du dépôt des évaporites ?***

1.6. LES CONDITIONS CLIMATIQUES CONTEMPORAINES DE L'OUVERTURE

1.6.1. Reconstitutions climatiques au Crétacé

Les évaporites sont communément associées à un climat aride, suggérant donc la possibilité d'avoir eu, au Crétacé inférieur, des zones arides à proximité de l'Equateur. Cette section permet de placer dans le contexte climatique global de la Terre au Crétacé inférieur l'ouverture de l'Atlantique Sud et la mise en place des évaporites.

De nombreux auteurs s'attachent à décrire et comprendre les climats passés, et étudient les variations climatiques à l'aide de proxies. Ces derniers sont des indicateurs paléoclimatiques et reflètent les variations de paramètres climatiques auxquels ils sont liés tels que la température, la pluviosité, ou encore la pression de CO₂ atmosphérique. Dans cette partie nous nous attarderons à décrire les variations de la température et de la pression de CO₂ atmosphérique contemporaines de l'ouverture de l'Atlantique Sud.

La période du Crétacé inférieur est une période chaude du Mésozoïque, avec un climat oscillant entre aride et humide (Hallam, 1985 ; Prince, 1999, Föllmi, 2012).

Pour caractériser les paléotempératures du Barrémien à l'Albien, les reconstitutions de Pucéat *et al.* (2003), Hüber *et al.* (1995) et Frakes (1999) obtenues à partir des isotopes de l'oxygène, ont été retenus et sont présentées dans la Figure 16 car elles présentent un bon calage temporel. L'étude de Pucéat *et al.* (2003) présente des données de paléotempérature de surface de l'eau dans le domaine Téthysien occidental, au Nord de notre zone d'étude, basées sur la mesure de δO_{18} effectuées sur le groupement phosphate de l'email des dents de poisson, résistante aux altérations diagénétiques. Les travaux de Hüber *et al.* (1995) permettent d'avoir des estimations de paléotempératures à partir de l'analyse de foraminifères planctoniques, dans le secteur du plateau de Falkland, au Sud de notre zone d'étude. Enfin, bien qu'elles soient réalisées sur roche totale, les analyses des isotopes de l'oxygène des carbonates pélagiques et hémipélagiques du plateau d'Exmouth par Clarke & Jenkyns (1999) permettent d'appréhender l'évolution des températures aux hautes latitudes.

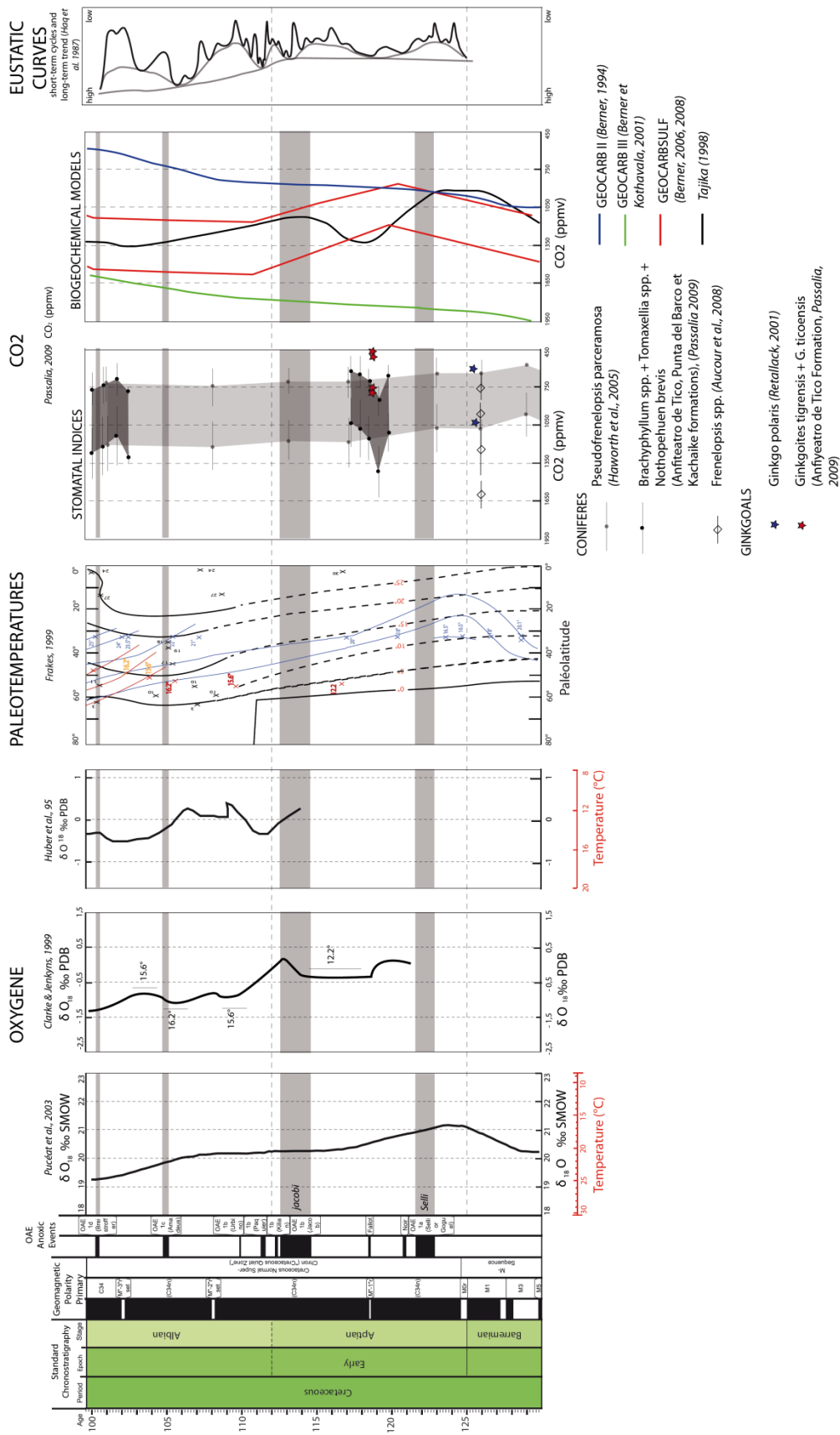


Figure 16: Synthèse des variations de températures, de CO₂ atmosphérique et de la courbe eustatique du Barrémien à l'Albien.

Selon Pucéat *et al.* (2003), les températures sont estimées entre 17 et 26°C du Barrémien à l'Aptien (Figure 16). Au cours du Barrémien, les températures diminuent de 20,5°C à 17°C au Barrémien terminal. A la base de l'Aptien, les températures se stabilisent autour de 16°C, pendant environ 1,5 Ma (de 125 à 123,5 Ma environ). Puis les températures ré-augmentent progressivement au cours de l'Aptien, pour atteindre des valeurs de l'ordre de 20,5°C à l'Aptien supérieur (116 Ma). Les valeurs se stabilisent alors autour de 20,5 à 21°C jusqu'à l'Albien inférieur (108 Ma). Cette tendance au réchauffement est également marquée dans les travaux de Clarke et Jenkyns (1999), avec une diminution significative des températures de 12,2 à 15,6°C enregistrée de l'Aptien à l'Albien (Figure 16). Par la suite, la tendance générale au réchauffement se poursuit pendant l'Albien. Enfin, les travaux de Huber *et al.* (1995) (Figure 16) mettent également en évidence un réchauffement progressif, qui perdurera jusqu'au Campanien.

Les courbes de CO₂ atmosphérique (Figure 16) (Passalia, 2009), déduites de la fréquence de stomates de conifères fossiles et de cuticules de ginkgos, indiquent des valeurs entre 700 et 1400 ppmv (légèrement plus basses pour les valeurs de ginkgos). Ces valeurs, cohérentes avec celles issues de précédentes études sur les indices de stomates ou de modèles biogéochimiques, indiquent une teneur en CO₂ atmosphérique 2,3 à 4 fois supérieure à celle actuelle (Passalia, 2009).

Au Crétacé inférieur, les températures moyennes de surface sont donc chaudes aux basses latitudes, et le gradient latitudinal de température est faible, indiquant également de plus fortes températures aux pôles qu'actuellement. La pression de CO₂ atmosphérique est également plus importante qu'actuellement, de l'ordre de 2 à 4 fois. Un réchauffement s'opère à partir de l'Aptien, qui perdurera jusqu'au milieu du Crétacé, jusqu'à l'optimum climatique du Cénomani.

1.6.2. Reconstitutions climatiques à l'Aptien

La limite Aptien-Albien constitue une période clef du Crétacé avec la dislocation du Gondwana. C'est à la dernière étape de l'ouverture que se dépose la série salifère dans le segment Central. De grandes cartes paléoclimatiques proposées par Chumakov *et al.* (1995) ou Scotese *et al.* (1999) et basées sur des indicateurs paléoclimatiques tels que les évaporites, bauxites ou tillites, proposent un climat aride à cette époque sur le mégacontinent Gondwana

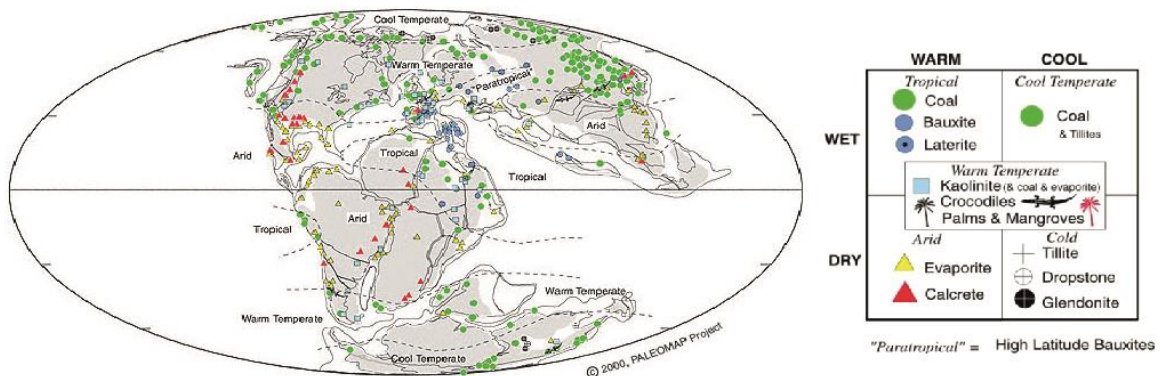
(Figure 17). D'après Chumakov *et al.* (1995), les conditions humides prévalent à l'équateur, seulement à partir de l'Albien.

Selon les modèles cinématiques de reconstitution des mouvements des plaques, l'Atlantique Sud était localisé proche de l'équateur à cette époque, entre 0 et 20° S (Moulin *et al.*, 2010; Torsvik *et al.*, 2009). Actuellement, les évaporites sont principalement situées dans des zones arides à semi arides, autour des latitudes 20-30° Sud et Nord (Warren, 2006). Si l'on regarde la localisation des grands dépôts évaporitiques anciens, ces derniers se sont également déposés à des latitudes proches de 30° Sud et Nord (Figure 18). Les grands dépôts évaporitiques enregistrés au Crétacé se singularisent par leur localisation à de plus basses latitudes.

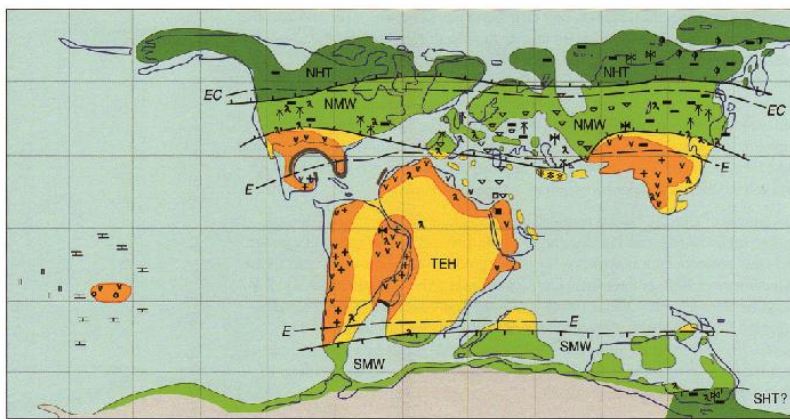
La présence de ces dépôts salifères aptiens proches de l'Equateur soulève donc de nombreuses questions concernant la position des ceintures climatiques humides à cette époque:

- ***Quel était le régime climatique de l'Atlantique Sud lors de son ouverture?***
- ***Dans quel contexte climatique se sont déposées les évaporites ?***
- ***Quel rôle a joué l'ouverture de l'Atlantique Sud sur le climat ?***
- ***Le relief des épaulements de rift a-t-il joué un rôle sur le climat local?***

a. Crétacé inférieur (Scotese, 2000)



b. Aptien (Chumakov et al., 1995)



c. Albien (Chumakov et al., 1995)

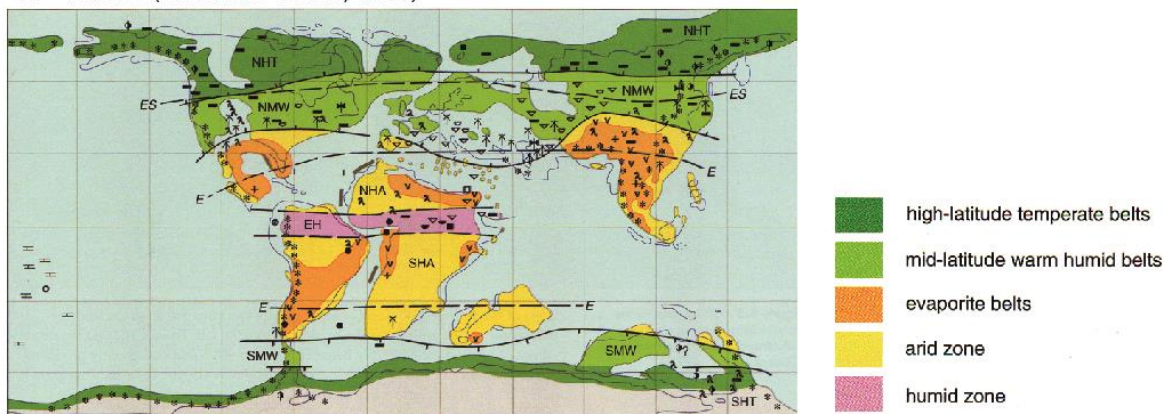


Figure 17: (a) Climat au Crétacé inférieur (Scotese, 2000); (b) climat à l'Aptien (Chumakov et al., 1995); (c) climat à l'Albien (Chumakov et al., 1995)

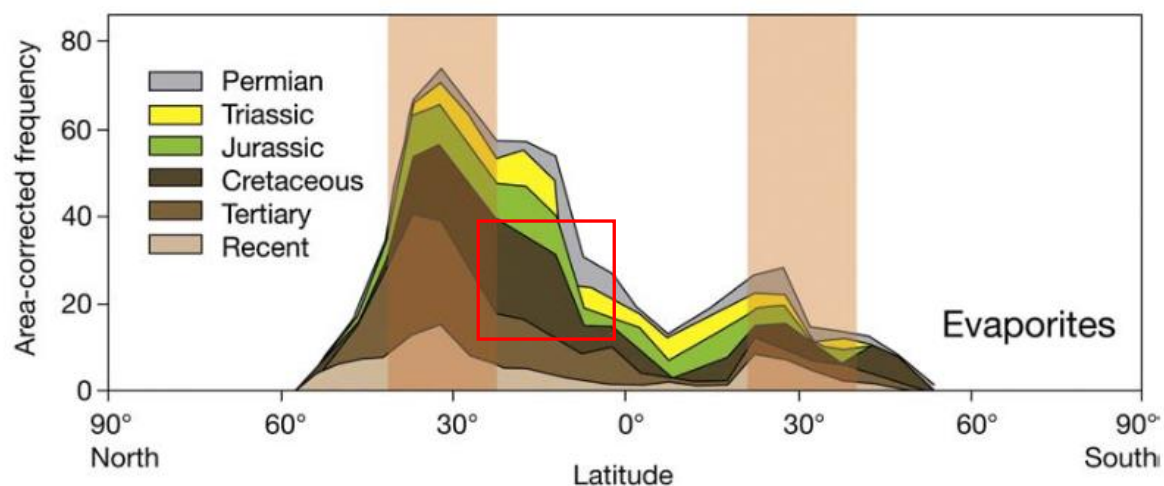


Figure 18: *Distribution latitudinale des évaporites du Permien à l'actuel et mise en évidence des évaporites massives de l'Atlantique Sud (Warren, 2010; d'après Ziegler et al., 2003). Le cadre rouge représente les évaporites déposées au Crétacé à des latitudes tropicales à subtropicales.*

RESUME

Lors de l'ouverture de l'Atlantique Sud, plusieurs phases d'activité tectonique, dont la chronologie exacte est encore discutée, sont reconnues par les auteurs. Une première phase d'extension cassante permettant la mise en place de blocs basculés est enregistrée, puis une seconde phase de rift, appelée phase *sag*, dont le remplissage sédimentaire est au contraire marqué par une faible activité tectonique cassante, malgré une forte subsidence. C'est à la fin de cette séquence que se dépose une grande séquence évaporitique dans le segment Central.

Plusieurs modèles tentent actuellement de reconstituer l'ouverture de ce segment Central. Les deux phases de rift, maintenant bien reconnues par les différents auteurs, ne sont pas simulées convenablement par les modèles classiques d'extension, type Wernicke ou McKenzie. Des modèles plus récents et complexes ont donc été développés, afin de prendre en compte et d'expliquer une extension crustale prolongée entraînant la formation d'un épais bassin *sag*, reflétant une forte subsidence et une absence de faille. Les derniers travaux s'accordent pour dire que les deux phases de rift correspondent à deux phases géodynamiques: (1) l'extension et l'amincissement de la croûte continentale supérieure, et (2) une remontée de matériel mantellique ou lithosphérique liée à la cassure et au fluage de la croûte continentale inférieure (ou phase d'exhumation). La croûte continentale supérieure, en contact avec l'asthénosphère, peut être alors étirée avec une déformation cassante très limitée. Cependant, ces modèles présentent également de nombreux désaccords à propos de la rhéologie de la lithosphère, de la nature du matériel exhumé, ou enfin de la chronologie et la synchronicité des phases d'extension (phase d'extension fragile et bassin *sag*). Ces dernières sont pourtant essentielles dans la compréhension de l'évolution des marges puisqu'elles contrôlent la subsidence des bassins au cours du temps, et peuvent donc avoir une influence sur la morphologie du bassin et donc sur le remplissage sédimentaire.

Actuellement il n'existe pas de synthèse paléogéographique à l'échelle du segment Central, permettant de mettre en relation les différents stades d'ouverture avec l'évolution du remplissage sédimentaire, et ainsi d'estimer le rôle de la tectonique sur la paléogéographie du segment Central. Par ailleurs, les incertitudes liées à la mise en place des évaporites et à leur environnement de dépôt, (environnement topographiquement profond ou peu profond), suscitent de nombreuses questions concernant la morphologie du bassin et le rôle de la tectonique et donc de la subsidence au moment du dépôt du sel.

En outre, la présence d'évaporites à proximité de l'équateur soulève la question du climat à cette époque. La configuration des continents liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud peut-elle modifier la circulation atmosphérique globale et induire un climat aride à l'équateur ?

Les questions soulevées dans cette thèse visent à comprendre le rôle de la tectonique et du climat sur le remplissage sédimentaire, et particulièrement sur la mise en place de la séquence évaporitique, fortement tributaire de ces deux processus.

CHAPITRE II

SYNTHESE

PALEOGEOGRAPHIQUE

CHAPITRE 2 : SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE 63

2.1. INTRODUCTION.....	63
2.2. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES GLOBALES DE L'AMÉRIQUE DU SUD.....	64
2.2.1. Méthodologie	64
2.2.2. Cartes paléogéographiques	64
2.3. PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE CENTRAL SEGMENT OF THE SOUTH ATLANTIC DURING EARLY CRETACEOUS TIMES: PALAEOTOPOGRAPHIC AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS	68
2.3.1. Abstract	68
2.3.2. Introduction.....	69
2.3.3. Geological setting	72
2.3.4. Palaeogeographic and geodynamic maps: method.....	74
2.3.4.1. Dating.....	74
2.3.4.2. Plate kinematics reconstructions.....	78
2.3.4.3. Palaeogeographic maps: facies determination	81
2.3.4.4. Geodynamic maps: active tectonic structures, types of sedimentary basins and volcanism	83
2.3.5. Stratigraphic and deformation charts: main limits.....	87
2.3.5.1. Stratigraphic charts.....	87
2.3.5.2. Deformation charts.....	88
2.3.6. Palaeogeographic and geodynamic maps	89
2.3.6.1. Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3): 141-139 Ma.....	89
2.3.6.2. Intra Valanginian (intra ostracode biozone AS5): 137-136 Ma	90
2.3.6.3. Around the Hauterivian-Barremian boundary (intra ostracode biozone AS6): 131-129 Ma	92
2.3.6.4. Upper Barremian (ostracode biozone AS8): 128-126 Ma (Figure 31).....	93
2.3.6.5. Lower Aptian (ostracode biozone AS10): 124-123 Ma (Figure 32)	93
2.3.6.6. Lower Aptian? (intra ostracode biozone AS11): 123-121 Ma (Figure 33)	95
2.3.6.7. Middle Aptian? (intra biozone AP3): 119-116 Ma (Figure 34)	95
2.3.6.8. Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4): 116-114 Ma (Figure 35)	96
2.3.7. Discussion: tectonic evolution.....	107
2.3.8. Discussion: sedimentary and topographic evolution.....	109
2.3.8.1. Lake evolution.....	109
2.3.8.2. Relief evolution.....	110
2.3.8.3. Marine floodings.....	111
2.3.9. Conclusion	117
2.4. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE.....	119
2.4.1. Implications et limites des cartes paléogéographiques à l'échelle de l'Amérique du Sud	119
2.4.2. Contraintes biostratigraphiques et incertitudes temporelles des cartes paléogéographiques à l'échelle du segment Central	119
2.5. INFLUENCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL.....	121

CHAPITRE 2: SYNTHÈSE PALÉOGÉOGRAPHIQUE

2.1. INTRODUCTION

L'objectif de ce second chapitre est de présenter une synthèse paléogéographique sous forme de cartes, à deux échelles de temps et d'espace afin (1) de caractériser et discuter les différentes étapes de l'ouverture du segment Central, et (2) de contraindre les modélisations stratigraphiques et climatiques en identifiant les scénarios à tester. Ainsi, les cartes présentées sont en premier lieu à l'échelle globale (spatiale), celle de l'Amérique du Sud, puis à une échelle zoomée, celle du segment Central de l'Atlantique Sud.

Une première série de carte, à l'échelle de l'Amérique du Sud et de l'Afrique nous ont permis de contraindre les modélisations climatiques à l'Aptien supérieur. En effet, parmi les paramètres d'entrée requis, qui seront plus amplement détaillés dans le chapitre 3, la paléogéographie des continents constitue un paramètre majeur. Les cartes à l'échelle de l'Amérique du Sud sont d'abord présentées dans la section 2.2. Des cartes similaires, déjà existantes pour l'Afrique du Sud (Guillocheau *et al.*, 2008), ne seront pas détaillées, mais sont référencées en Annexe3.

Une seconde série de carte à l'échelle du segment Central, du Bérriasien à l'Aptien supérieur, est présentée dans la section 2.3 sous forme d'article, accepté pour publication dans le journal *Tectonophysics*. L'objectif de cette partie est de préciser et discuter la chronologie de l'évolution sédimentaire et tectonique du rift du segment Central. En effet, les processus géodynamiques de l'ouverture de cette zone sont actuellement encore débattus, et les différentes phases d'extension mal contraintes.

Les limites méthodologiques des différentes cartes paléogéographiques proposées seront discutées en section 2.4, avant de présenter les implications cinématiques mises en évidence par ces cartes dans la section 2.5.

2.2. CARTES PALÉOGÉOGRAPHIQUES GLOBALES DE L'AMÉRIQUE DU SUD.

2.2.1. Méthodologie

Plusieurs paramètres servent à contraindre les modèles climatiques. Parmi eux, la paléogéographie des continents sud-américain et africain, définie par les reliefs continentaux, les bassins versants, la ligne de côte, ou encore la bathymétrie, constitue un paramètre majeur pour simuler le climat global (*voir chapitre 3.2*). Ainsi, plusieurs cartes paléogéographiques à l'échelle de l'Amérique du Sud ont été réalisées, à l'Aptien inférieur, Aptien supérieur et Albien. Des cartes similaires déjà existantes pour l'Afrique du Sud (Guillocheau *et al.*, 2008) ne seront pas présentées, mais sont référencées en annexe.

Plusieurs données ont été réunies pour la construction de ces cartes, comme des logs, des cartes paléogéographiques globales ou à l'échelle de bassins spécifiques, des chartes stratigraphiques ou encore des études sédimentologiques. La seconde étape a consisté en la création d'une base de données, à l'aide du logiciel ArcGIS, et le géoréférençant des morphologies des bassins, des données structurales, paléogéographiques et sédimentaires, pour l'Amérique du Sud ainsi que pour les marges brésiliennes et ouest-africaines. La création de cette base de données a été initiée par les travaux de Master 1 de Richardeau M.-A., puis complétée dans le cadre de cette thèse. Cette synthèse nous a permis d'identifier cinq environnements de dépôts pour habiller ces cartes (éolien, continental, fluvio-deltaïque, lacustre et lagunaire).

2.2.2. Cartes paléogéographiques

Ces cartes permettent donc de retracer l'évolution de la ligne de côte, d'évaluer les limites des bassins versants grâce aux directions de courants, d'estimer le relief continental ainsi que la bathymétrie dans les zones océaniques, déduites de l'enregistrement sédimentaire.

De l'Aptien à l'Albien, l'océan envahit progressivement les bassins de la marge brésilienne, qui évoluent alors d'environnements lacustres à l'Aptien inférieur, à lagunaires à l'Aptien supérieur, puis marin à l'Albien. Au Nord-Ouest de l'Amérique du Sud, le littoral, déjà haut sur le continent (Pindell & Tabbutt, 1995) transgresse légèrement, de l'Aptien inférieur à

l'Albien (Jaillard *et al.*, 1995). Les bassins situés le long de la marge du segment équatorial sont également progressivement ennoyés, et quelques uns présentent une sédimentation de type lagunaire (Milani *et al.*, 2007). Le long de la cordillère, un volcanisme important est présent de l'Aptien inférieur à l'Albien, et quelques bassins d'arrière arc enregistrent une sédimentation marine ou lagunaire (Uliana & Legaretta 1993; Legaretta & Uliana, 1991). Le Sud de l'Amérique du Sud est immergé selon Spaletti & Franzese (1996) et Pindell & Tabutt (1995).

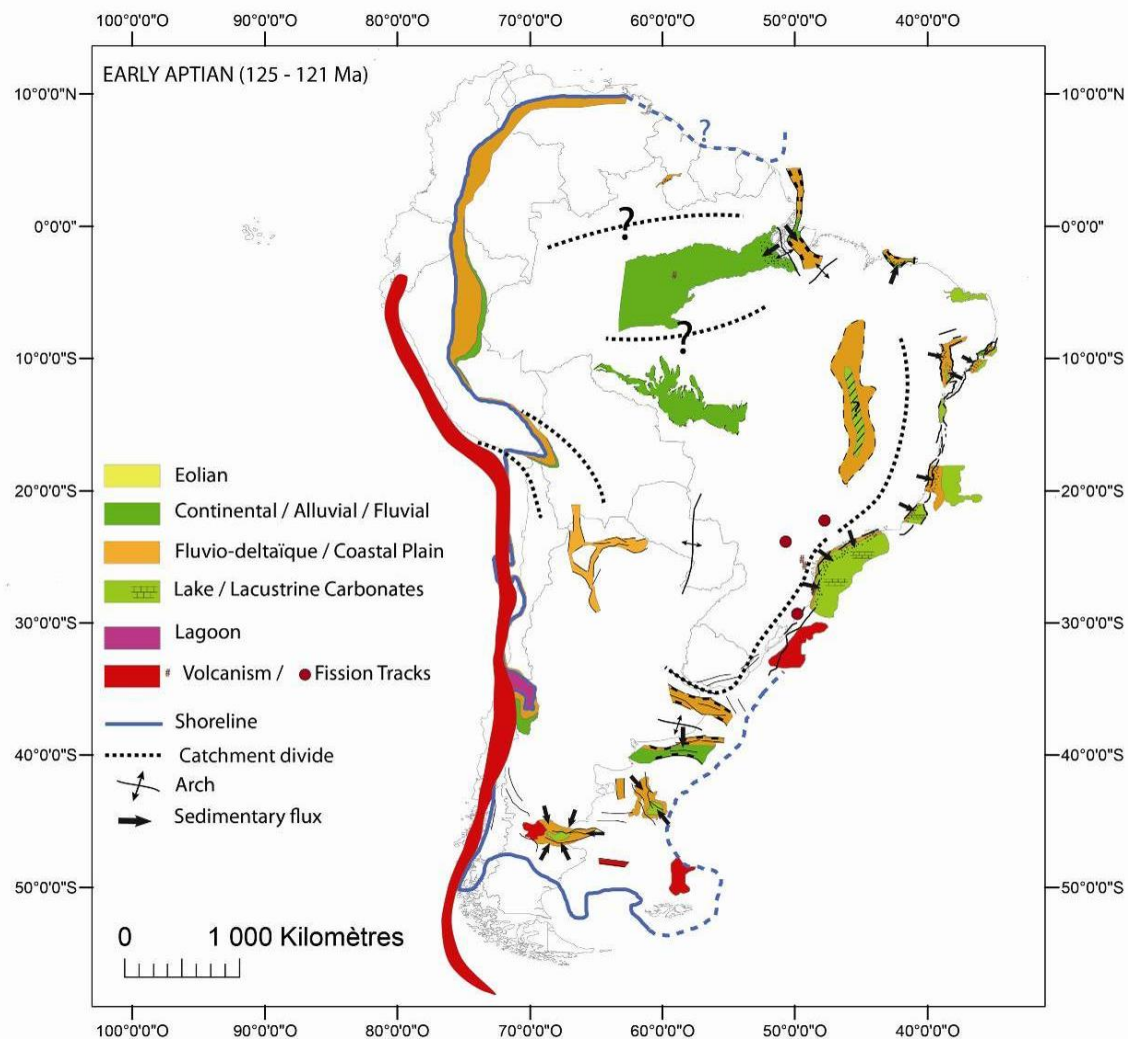


Figure 19: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud à l'Aptien inférieur.

Les limites des bassins versants sont très difficiles à évaluer en raison du peu de données disponibles dans les bassins continentaux de l'Amérique du Sud, et leur position sera discutée dans la partie "modélisation climatique". De l'Aptien inférieur à l'Albien, bien que les Andes soient présentes et enregistrent un volcanisme important, leur altitude ne semble cependant pas conséquente puisque des bassins d'arrière arc persistent de l'Aptien inférieur à l'Albien (Uliana

& Legaretta 1993; Legaretta & Uliana, 1991), (Figure 19, Figure 20, Figure 21). Les Andes ne formaient probablement pas encore une barrière entre les environnements marins ouverts et continentaux. Le relief présent le long de la marge brésilienne est également incertain. Quelques indices de répartition des environnements de dépôt et de direction des flux laissent supposer une limite de bassin versant en amont des bassins (Figure 19), mais la limite exacte est peu contrainte.

La bathymétrie au Nord (Colombie, Équateur, Pérou) et au Sud de l'Argentine est généralement recensée comme peu profonde (Pindell & Tabutt, 1995) alors qu'elle est plus profonde le long de la cordillère des Andes. Le long de la marge brésilienne, la présence d'un environnement lagunaire laisse supposer une bathymétrie faible (Figure 20).

Le changement paléogéographique majeur entre ces trois cartes est l'évolution du milieu lacustre à lagunaire puis marin le long de la marge brésilienne (Figure 19, Figure 20, Figure 21).

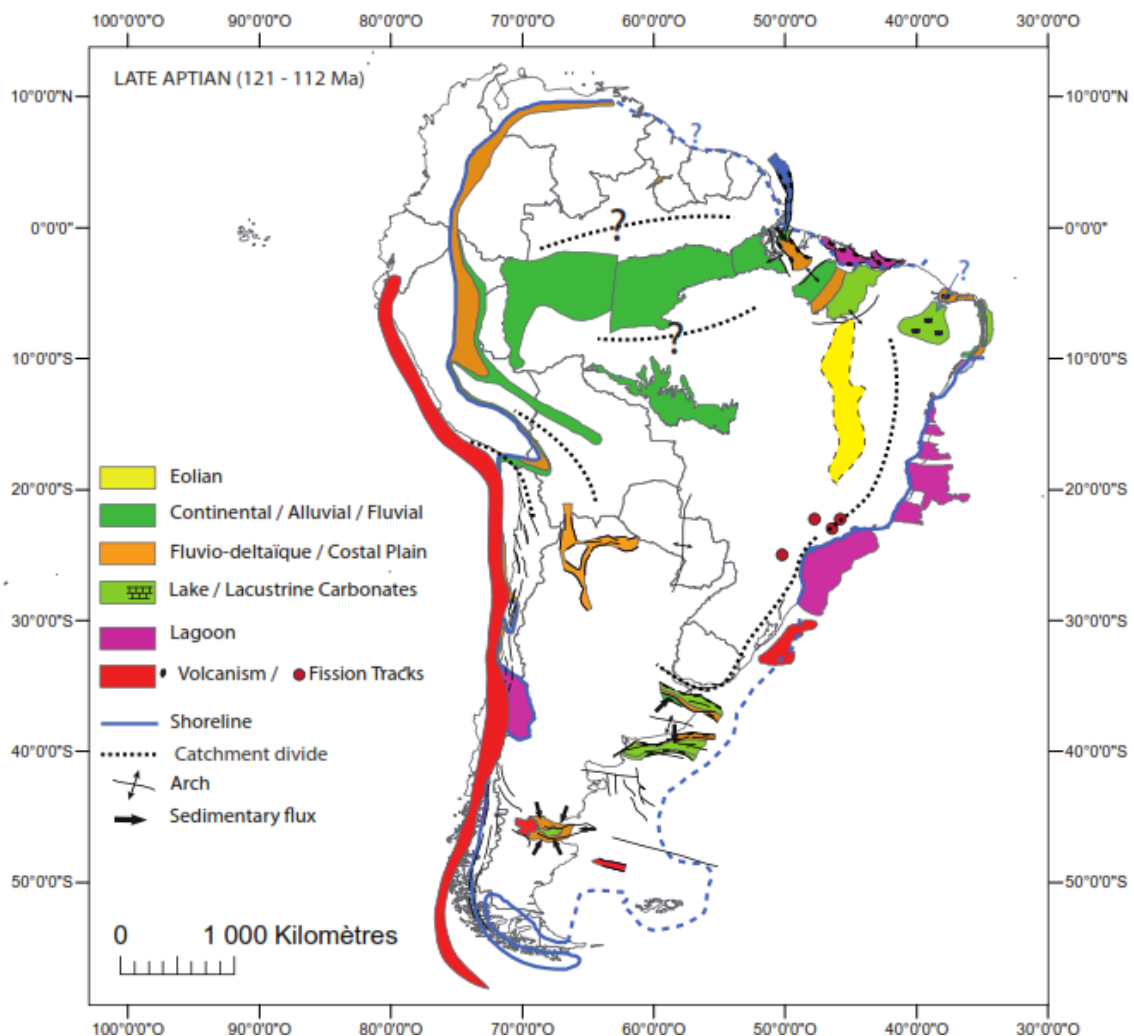


Figure 20: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud l'Aptien supérieur

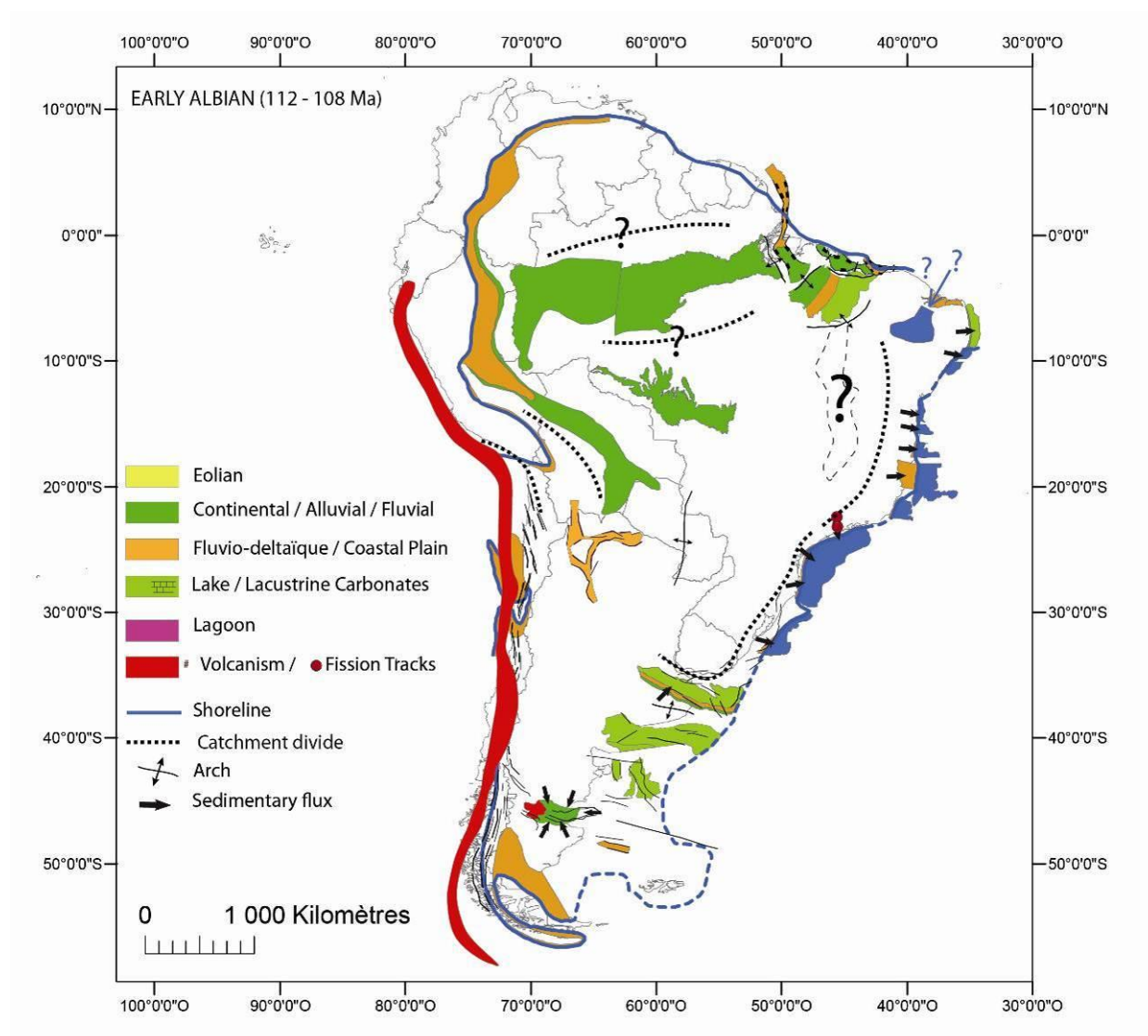


Figure 21: Carte paléogéographique de l'Amérique du Sud à l'Albien inférieur

2.3. PALAEOGEOGRAPHIC EVOLUTION OF THE CENTRAL SEGMENT OF THE SOUTH ATLANTIC DURING EARLY CRETACEOUS TIMES: PALAEO TOPOGRAPHIC AND GEODYNAMIC IMPLICATIONS

*Anne-Claire Chaboureaud^{1,2}, François Guillocheau¹, Cécile Robin¹, Sébastien Rohais²,
Maryline Moulin³, Daniel Aslanian⁴*

1: Géosciences-Rennes, UMR6118, Université de Rennes 1 – CNRS, CS 74205, 35042 Rennes cedex, France

2: IFP Energies nouvelles, 1 et 4 Avenue de Bois Préau, 92852 Rueil-Malmaison cedex, France

3: IDL – Instituto Dom Luis, Lisboa, Faculdade das Ciências da Universidade de Lisboa, 1749-016 Lisboa, Portugal

4: Department of Marine Geosciences, Ifremer, BP 70, 29280 Plouzané, France

2.3.1. Abstract

The geodynamic processes that control the opening of the central segment of the South Atlantic Ocean (between the Walvis Ridge and the Ascension FZ) are debated. In this paper, we discuss the timing of the sedimentary and tectonic evolution of the Early Cretaceous rift by drawing eight palaeogeographic and geodynamic maps from the Berriasian to the Middle-Late Aptian, based on a biostratigraphic (ostracodes and pollen) chart recalibrated on absolute ages (chemostratigraphy, interstratified volcanics, Re-Os dating of the organic matter).

The central segment of the South Atlantic is composed of two domains, with a two phases evolution of the pre-drift (“rifting”) times: a rift phase characterized by tilted blocks and growth strata, followed by a sag basin. The southern domain includes the Namibe, Santos and Campos Basins. The northern domain extends from the Espirito Santo and North Kwanza Basins, in the south, to the Sergipe-Alagoas and North Gabon Basins to the north.

Extension started in the northern domain during the Late Berriasian (Congo-Camamu Basin to the Sergipe-Alagoas-North Gabon Basins) and migrated southward. At that time, the southern domain was not a subsiding domain (emplacement of the Parana-Etendeka Trapp). Extension started in this southern domain during the Early Barremian. The rift phase is shorter in the south (5-6 Ma, Barremian to base Aptian) than in the north (19 to 20 Myr, Upper

Berriasian to base Aptian). The sag phase is of Middle to Late Aptian age. In the northern domain, this transition corresponds to a hiatus of Early to Middle Aptian age.

From the Late Berriasian to base Aptian, the northern domain evolves from a deep lake with lateral highs to a shallower organic-rich one with no more highs. The lake migrates southward in two steps, until the Valanginian at the border between the northern and southern domains, until the Early Barremian, north of Walvis Ridge.

Keywords: *South Atlantic Ocean - central segment, Rift, Early Cretaceous, Paleogeography, Geodynamic*

2.3.2. Introduction

The South Atlantic Ocean results from the breakup of Gondwana into two continents, South America and Africa, during Early Cretaceous times. It can be divided into four segments (Moulin *et al.*, 2005): the Falkland segment, south of the Agulhas-Falkland Fracture Zone (AFFZ), the southern segment from the AFFZ to the Rio-Grande FZ, the central segment from the Rio-Grande to the Ascension FZ, and the equatorial segment from the Ascension to the Marathon FZ (Figure 22).

On both South American and African sides, the central segment is characterized by a sag basin phase (Karner and Driscoll, 1999; Karner *et al.*, 2003 Marton *et al.*, 2000; Lentini *et al.* 2010), prior to salt deposition and oceanic accretion, and after a rift phase characterized by blocks tilting in the upper continental crust. The sag basin (also called pre-salt sag basin or pre-salt wedge) is characterized by a thick wedge of sediments (3 to 5 km), with no evidence of brittle extension (tilted blocks with syn-sedimentary normal faults with a wavelength of several kilometres to several tens of kilometres). It looks like a large wavelength (several hundreds of kilometres) “flexural” basin. In its proximal part, this sag basin onlaps the tilted blocks mentioned above (Moulin *et al.*, 2005).

This two steps evolution, with a rift phase with tilted blocks and growth strata first and a sag phase second, does not fit with classical models of uniform lithospheric extension, pure shear (McKenzie, 1978) and simple shear (Wernicke, 1985) models. Thus alternative depth dependent models were proposed. By applying the model of Lavier and Manatschal (2006), with brittle layers within the lower crust and the upper mantle, Unternehr *et al.* (2010) suggest a two phases conservational model (the volume of continental crust at the end of the extension is

strictly equal to the initial volume before any horizontal movement) with (1) a thinning mode of the lithosphere with brittle deformation and necking of the lower crust in the most distal part and (2) an exhumation mode with denudation of the upper mantle. Aslanian *et al.* (2009) proposed a non conservational model in three phases, (1) extensive phase (called rift phase) with few tilted blocks in the upper continental crust, (2) the exhumation phase (with the sag formation and the salt deposition), main thinning phase mostly involving the lower continental crust and (3) the break-up and oceanic spreading stage. The Huisman and Beaumont's model (2008, 2011), based on lithospheric numerical models with depth-dependant extension, implies a weak lower crust, decoupling layer between the crust and the mantle lithosphere, and, as a consequence, a diachronism between the mantle and the upper crust thinning. Those models did not agree on several points: the rheology of the lithosphere (weak or strong), as well as the nature of the exhumed material, the timing and the synchronicity of the extensional period characterized by blocks tilting and the sag basin.

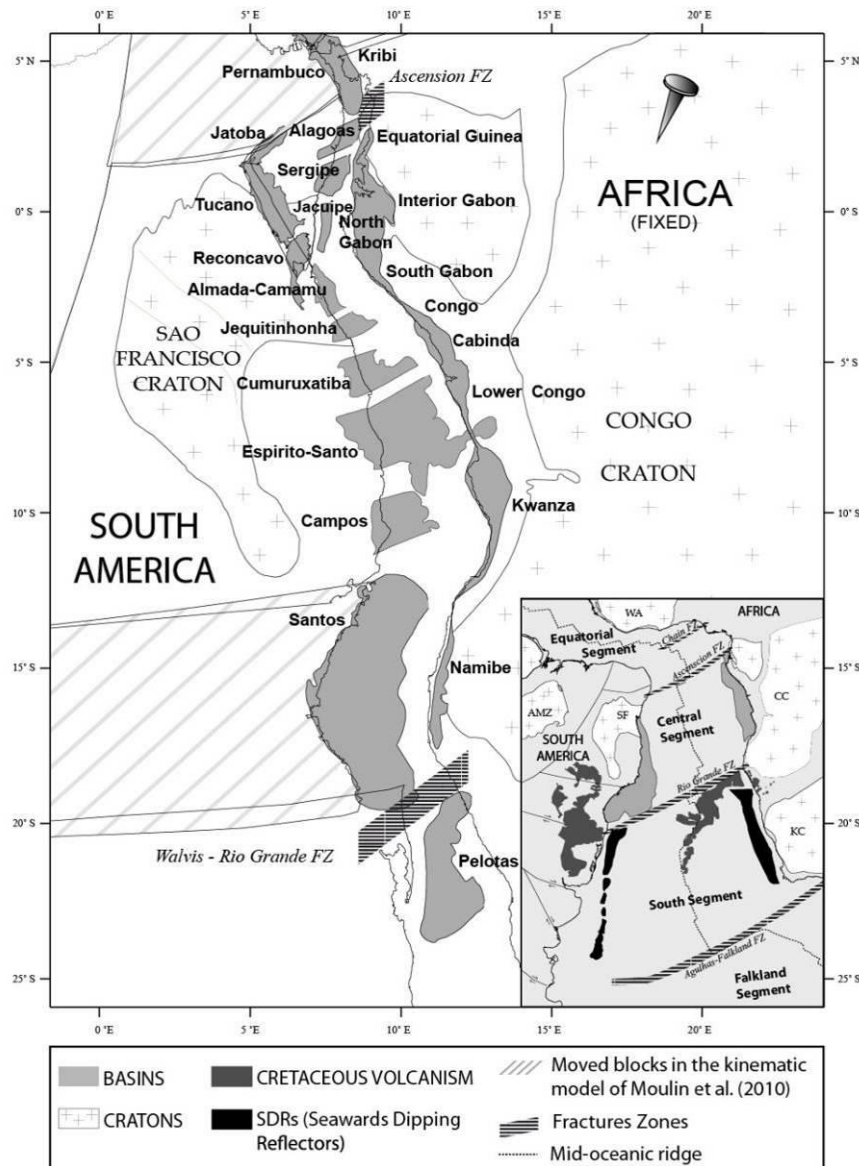


Figure 22: Location map of the studied basins at their original position during Berriasian times (plate kinematic model of Moulin *et al.*, 2010), and general map of the different segments of the South Atlantic Ocean (modified from Moulin *et al.*, 2010).

Except for the Aslanian's model (2009), little attention is paid in those models to palaeogeographic and palaeotopographic constraints and consequences. The aim of this study is to establish the **timing of the sedimentary and tectonic evolution** of the central segment of the South Atlantic Ocean (Figure 22), on both sides, during the Early Cretaceous, by drawing **palaeogeographic and geodynamic maps**, in order to answer several questions: What is the age of the rift phase with block tilting and the sag periods? Do they overlap through time? If the exhumation models (Lavie and Manatschal, 2006; Aslanian *et al.*, 2009) can be applied to this oceanic segment what is the age of this exhumation, time of denudation of the mantle and/or lower continental crusts?, How do the sedimentary environments of the rift and sag periods change? What are the surrounding reliefs and catchments?

2.3.3. Geological setting

The beginning of the rifting along the central segment of the South Atlantic is of Berriasian age (Karner and Driscoll, 1999; Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007; França *et al.*, 2007; Rodovalho *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Gontijo *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007; Campos Neto *et al.*, 2007) and ends with the deposition of salt during Aptian times. The **initial plate fit** between South America and Africa is still a subject of discussion (Eagles, 2007; Torsvik *et al.*, 2009; Moulin *et al.*, 2010; Aslanian and Moulin, 2010, 2012).

The **timing of the rift** of the central segment is still being discussed. Since the pioneer works of Karner (1999; 2003), authors agree that there is a two phases evolution, first an extensional period with block tilting in the inner upper continental crust, and a second one, corresponding to the so-called sag basin (or pre-salt wedge, pre-salt sag basin, post-rift ante drift). For Karner *et al.* (2003), this transition is of early Barremian age on the African side. According to the Petrobras geologists (Milani *et al.*, 2007; Moreira *et al.*, 2007; Winter *et al.*, 2007; França *et al.*, 2007; Rodovalho *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Gonjito *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007; Neto *et al.*, 2007), the base of the sag (called post-rift by them) is recorded by an unconformity (interpreted as the break-up unconformity) which is diachronous along the Brazilian margin, dated pre-Alagoas to neo-Alagoas, i.e. from base Aptian to Middle-Late Aptian.

Within the first extensional period with blocks tilting, (rift phase of Aslanian *et al.*, 2009), several periods of extension were identified (Gabon: Teisserenc and Villemin, 1990; Almada-Camamu: Scotchman and Chiossi, 2009; Congo: Robert and Yapaudjian, 1990; Cabinda: Braccini *et al.*, 1997; Santos: Dyer, 2008). For the South Gabon to Congo Basins, authors agree that there was a decrease in the extension rate during the rift phase with blocks tilting, i.e. from base Neocomian to Late Barremian-Early Aptian.

During the evolution of the rifting (rift phase with tilted blocks + sag), several authors (Matos, 1992, 1999; Magnavita *et al.*, 2005; Guiraud and Maurin, 1991, 1992) suggest variations in the extensional direction, but they do not agree for the timing of these changes. North of the Reconcavo – South Gabon Basins until the Potiguar – Benue Basins, Matos (1992, 1999) suggests three changes, EW to ESE-WNW (Early Berriasian), SE-NW (Late Berriasian to Early Barremian) and again EW to ESE-WNW (Late Barremian), while Magnavita *et al.* (2005) suggest two steps, E-W (Berriasian-Valanginian: Rio da Serra stage) and SE-NW (Barremian-Aptian, Iiquia stage).

At the scale of Africa, Guiraud and Maurin (1991, 1992) show a major change during the Aptian, between a NNE-SSW and an ENE-SSW direction.

While the volcanic nature of the austral segment of the South Atlantic, characterized by the presence of Seaward-Dipping reflectors (SDRs) – subaerial volcanic flows - is well established, the **volcanic nature** of the margins of the South Atlantic central segment and then the occurrence of seaward-dipping reflectors, are debated (Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005; Reston, 2010; Blaich *et al.*, 2011). SDRs were expected in the Sergipe and Gabon Basins (Mohriak *et al.*, 1995, 1998), and also southward in the Santos and Campos Basins (Mohriak 2003; 2008). According to several authors (Contrucci *et al.*, 2004; Moulin *et al.*, 2005; Blaich *et al.*, 2010, 2011), the margins of the central segment are not volcanic margins, because (1) if volcanism occurred locally, it is not a major process for the formation of the margin compare to the austral segment and (2) the subsalt geometries on the seismic lines show structures very different from volcanic margins worldwide.

The time of **first occurrence of the oceanic crust** is highly debated, and particularly the relationship with the salt. For the “post-breakup salt” scenario, accretion occurred before salt deposition (Nürnberg and Müller, 1991; Guiraud and Maurin, 1992; Karner *et al.*, 1997; Abreu, 1998; Fonck *et al.*, 1998; Marton *et al.*, 2000; Jackson *et al.*, 2000). In this case, the salt basins of the African and Brazilian margins were separated and deposited on a proto-oceanic crust. For the “pre-breakup salt” scenario, seafloor spreading occurred after salt deposition (Evans, 1978; Ojeda, 1982; Guardado *et al.*, 1990; Duval *et al.*, 1992; Davison, 1999), and the substratum of the pre-salt sediment infill would be continental or sub-continental (thinned continental crust, intruded lower continental crust or exhumed mantle material, Moulin *et al.*, 2005).

The geochemical study of the fine-grained sediments of the Congo by Harris (2000, *et al.*; 2004) provides interesting constraints on the **palaeoreliefs**, **palaeoweatherings** and **palaeolimnology**. Two phases are identified. The active rift (Sialivakou and Djeno, Neocomian – Early Barremian) corresponds to narrow deep lakes with restricted circulation and low O₂ levels and steep topography on the rift sides with a weathering-limited soil profile and a low to moderate flux of CO₂. The late rift (Marnes Noires and Argiles vertes, Late Barremian-Aptian) corresponds to broad shallow lakes with low O₂ levels in the water column and moderate topography on the rift sides with an intermediate soil profile and a moderate to high flux of CO₂. This leads to the precipitation of carbonates and a large increase of dissolved SiO₂.

2.3.4. Palaeogeographic and geodynamic maps: method

Palaeogeographic and geodynamic maps were synthesized from published data. They show, for time slices of a few millions years and with South America and Africa in their position for each period, (1) the distribution of the main facies (palaeogeographic maps), from alluvial fans to deep lacustrine environments (with indication of the marine flooding) and (2) the location and the type of basin (geodynamic maps). The three main limits of these maps are (1) the heterogeneity of the data, (2) the age dating and (3) a dataset, limited to the shallowest part of the present-day margin.

2.3.4.1. Dating

Most of the pre-Albian sediments from the central segment of the South Atlantic are continental deposits. The fossils available for dating are ostracodes and pollen. Regional biozonations (Figure 23) have been defined on both sides of the South Atlantic Ocean (Brazil, Reconcavo-Tucano-Jatoba is a reference: Moura, 1972, Africa: Grosdidier *et al.*, 1996) and an equivalence for the ostracodes biozonations has been proposed by Bate (1999). The key question is the calibration of those regional scales on the international stratigraphic chart.

On the African side, the regional biostratigraphic scale (Figure 23) has been established by the Elf biostratigraphers and published by Grosdidier *et al.* (1996): 11 ostracode biozones labelled from AS2 to AS13, 8 pollen biozones labelled from CII to CIX (Doyle *et al.*, 1977, 1982), and 10 composite biozones (NE1 to NE 3, BA1 to BA 4 and AP1 to AP2) (Braccini *et al.*, 1997). For the Brazilian basins, the regional biostratigraphic scale (Figure 23) has been established by the Petrobras biostratigraphers (Moura, 1972) with 10 ostracode biozones (labelled from RT002 to RT009) and 28 ostracode subzones and 10 pollen biozones (from P120 to P270) (Regali *et al.*, 1974; Arai *et al.*, 1989).

Shaller (1969) and Viana *et al.* (1971) proposed local stages for the Lower Cretaceous of the Brazilian margin: Dom Soao, Rio da Serra, Arato, Buracica, Jiquia and Alagoas. Because the synchronicity of the limits of those stages is questionable (Arai *et al.* 1989, charts published by Milani *et al.*, 2007), this nomenclature was not applied here.

Because of the limited connections with the sea, the calibration of these regional biozonations with the standard international stratigraphic scale, based on marine faunas, is difficult and the arguments for the equivalences are not really discussed. Elf biostratigraphers

(Grosdidier *et al.*, 1996, Braccini *et al.*, 1997) defined three stages Neocomian, Barremian and Aptian, with uncertainties on the exact location of the stage boundaries (Figure 23). Braccini *et al.* (1997) proposed absolute ages for the limits of the composite biozones that made it possible to define the Berriasian, Valanginian and Hauterivian stages. On the Brazilian side, the stratigraphic scale (local biozones and international stages) was published by Feijo (1994) and Bueno (2004). They do not agree on the limit of the stages with respect to the same biozonations (Figure 23).

We used the equivalence of the ostracode biozones proposed by Bate (1999) to compare the ages on both sides of the Atlantic (Figure 23). They do not fit. The Berriasian-Valanginian boundary on the Brazilian side is equivalent to the Lower-Upper Valanginian boundary on the African side. The Hauterivian-Barremian boundary on the Brazilian side is equivalent to the Lower-Upper Barremian boundary on the African side.

This implies that new data must be obtained for an absolute age calibration of these regional biozonations (Figure 24). We compiled (1) absolute ages available on volcanics interstratified with sediments dated by ostracodes (Santos and Campos Basins) and on organic matter-rich sediments (Re-Os dating technique, Creaser *et al.*, 2008) and (2) chemostratigraphical data (Bueno, 2004) and synthesized them on the chart of the International Commission for Stratigraphy published in 2009 ([www:http//stratigraphy.org](http://stratigraphy.org)). Those data are only available on the Brazilian side of the rift. For Re-Os datings, no error bars on the ages are available.

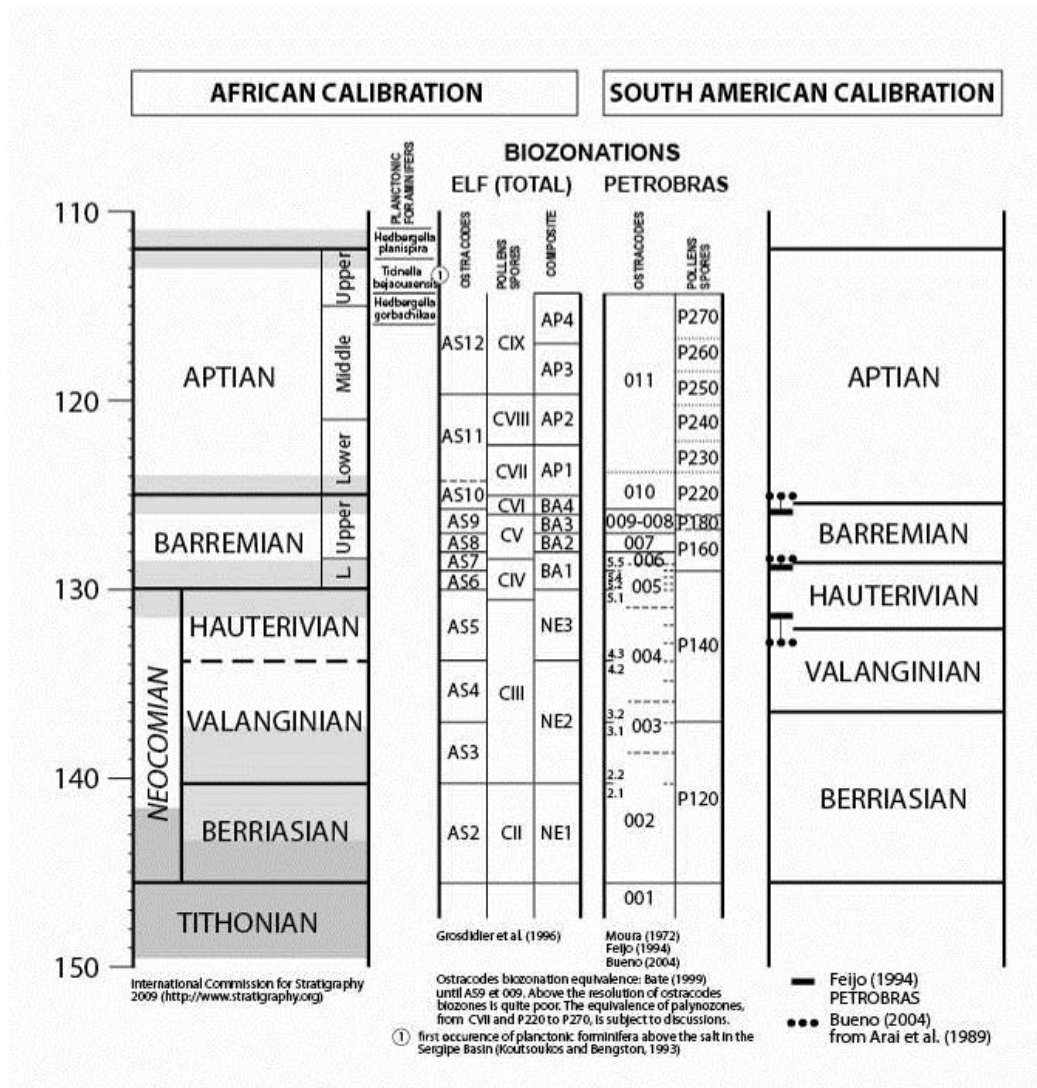


Figure 23: Biostratigraphic zonations (ostracodes and pollen) and equivalences on the standard international stratigraphic time-scale (ICS, 2009) for the Cretaceous ante-Albian sediments of the central segment of the South Atlantic Ocean, for both the African and Brazilian sides of the rift. Africa has been taken as a reference for the absolute age calibration, based on the data of Braccini *et al.* (1997).

The first level that can be dated correspond to the organic matter-rich shales of the Rio da Serra Brazilian stage (Candeia Formation?) of the Reconcavo Basin, ranging from ostracode biozones 002.2 to 003.2 (intra AS3), at around 140 Ma (Creaser *et al.*, 2008, *i.e.* around the Berriasian-Valanginian boundary).

Based on $\delta^{13}\text{C}$ variations in the Espirito Santo, Cumuruxatiba, Camamu, Reconcavo, Tucano, Sergipe and Alagoas Basins (Bueno, 2004), the Weissert oceanic anoxic event has been identified at the boundary between the Rio da Serra and Aratu Brazilian stages, at the limit of the

1996), from 133.3 ± 1.7 - 129.4 ± 0.6 Ma (Rio de Janeiro dyke swarm, Turner *et al.*, 1994) and from 131.4 ± 0.5 - 129.2 ± 0.4 Ma (Rio de Janeiro dyke swarm, Deckart *et al.*, 1998). This suggests that the volcanics, and then ostracode biozone 005, could extend from 131.5 to 129.5 Ma (i.e. around the Hauterivian-Barremian boundary). This is supported by the age of organic-rich sediments of the Aratu Brazilian stage (?Pojuca Fm), ranging from ostracode biozones 005.1 to 005.3, at around 131 Ma (Creaser *et al.*, 2008).

The organic matter-rich shales of the Lagoa Feia Group (Coqueiros Formation) in the Reconcavo Basin (ostracode biozone 009) are dated at around 125 Ma (Creaser *et al.*, 2008, i.e. around the Barremian-Aptian boundary).

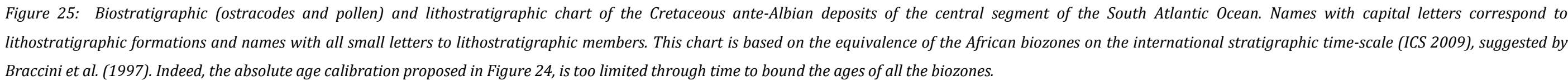
The first marine faunas that could be related to the reference standard biozonations are located above the salt and belong to the *Ticinella bajaouaensis* foraminifer biozone (Sergipe basin, Koutsoukos and Bengston, 1993) of Late Aptian age.

A stratigraphic chart (Figure 25) has then been compiled using the biostratigraphic data available on ostracodes and pollen on both sides of the South Atlantic Ocean.

2.3.4.2. Plate kinematics reconstructions

The plate kinematics reconstructions used are those published by Moulin *et al.* (2010). Intraplate deformations on both Africa and South America plates are now well accepted since the works of Burke and Dewey (1978) and Curie (1984). The model of Moulin *et al.* (2010), compared to the other models available, takes into account all the offshore and onshore geological and geophysical constraints (e.g. new magnetic anomalies identification) and discuss the occurrence, location and evolution of the intraplate deformations during the opening of the South Atlantic.

The African and South American tectonic plates are subdivided into sub-blocks (4 in Africa, 9 in South America). The limits of the sub-blocks, called intraplate boundaries, correspond to more or less continuous area of deformation, simplified as lines on the map for graphical reasons. In this study, all the palaeogeographic maps show the motion of plates and sub-blocks relative to a fixed specific domain, here the Austral African Block. All finite rotations applied in this work are interpolated from the model of Moulin *et al.* (2010).



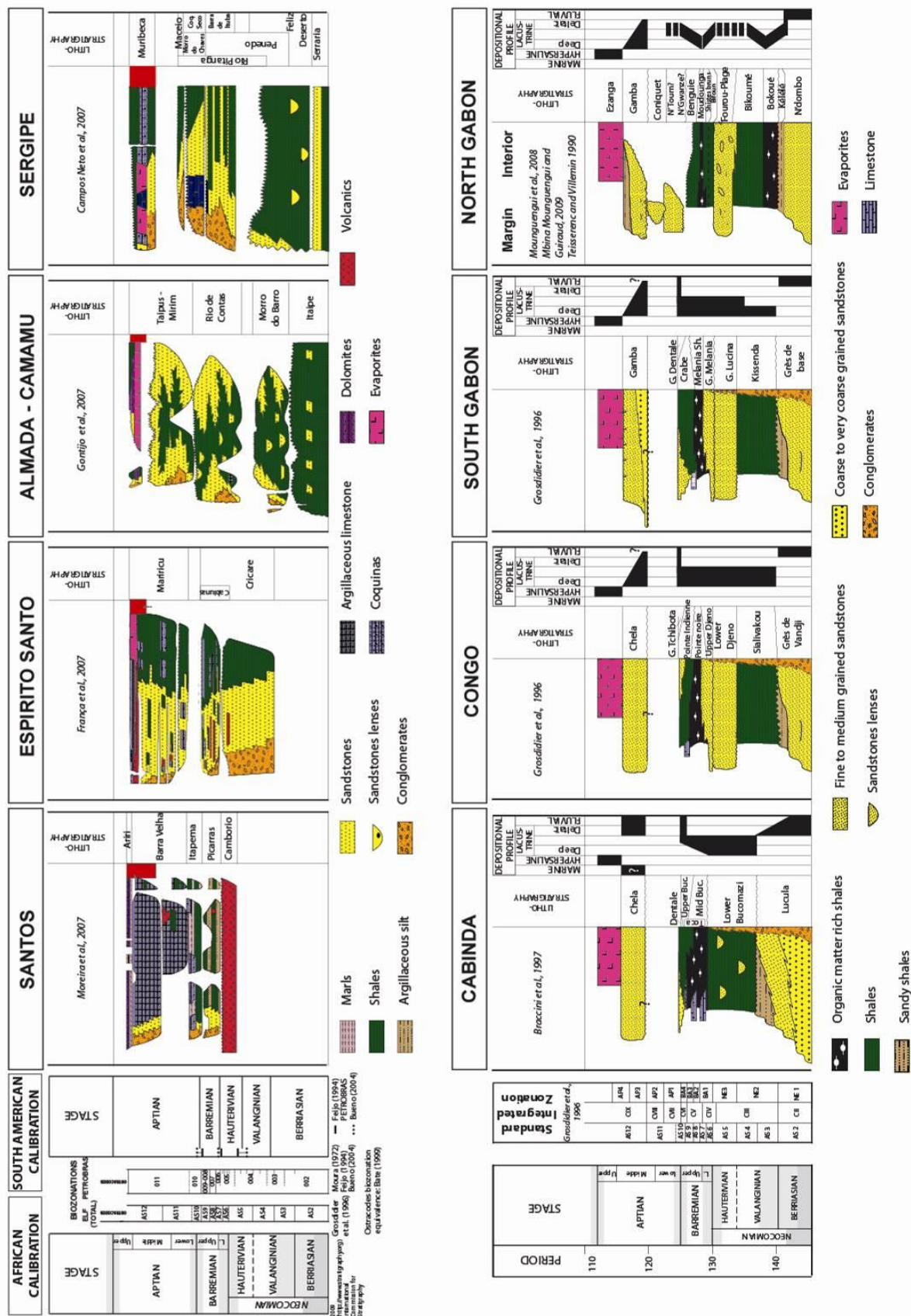
2.3.4.3. Palaeogeographic maps: facies determination

Six main environments have been mapped based on the sedimentological or paleoecological data available: open marine, hypersaline (salt), lacustrine (with turbidites, i.e. deep lake, shallow limestones, organic matter-rich), deltaic, alluvial plain (distal, proximal) and alluvial fans. Alluvial plain deposits correspond to all the alluvial deposits that did not correspond to alluvial fans. Based on the grain size, two types of alluvial plains were defined: coarse-grained sediments should be deposits of bedload fluvial channels and fine-grained sediments are those of mixed to suspended-load channels. Possible highs with no preserved sediments were also reported, as well as hiatuses.

The detailed maps are based on the present-day contours of the preserved sediments. Numerous data have been published for the African basins (e.g. Robert and Yapaudjan, 1990; Teisserenc and Villemin, 1990; Braccini *et al.*, 1997; Anderson, 2000; Bate *et al.*, 2001; Mbina Mounguengui *et al.*, 2008, Mbina Mounguengui and Guiraud, 2009). For the Brazilian basins, we used both published sedimentological studies (e.g. Dias *et al.*, 1988; Figueiredo *et al.*, 1994; Rangel and Carminatti 2000) and, when data are missing, facies data available on the detailed stratigraphic charts of Petrobras (Milani *et al.*, 2007) are reported on the basin contours. For each map, the names of the mapped lithostratigraphic units are indicated.

Stratigraphic charts, with detailed facies evolution, were compiled for each basin (Figure 26).

Figure 26 (next page): *Synthetic charts summarizing the evolution of some key basins: the Santos, Campos, Espirito Santo, Almada-Camamu and Sergipe Basins (Brazil) and Cabinda, Congo, South and North Gabon Basins (Africa). They are all based on the same chart shown in Figure 25. The absolute age calibration proposed in Figure 24 has not been used because of its limited spacing through time. Brazilian charts are the one published by Petrobras (Milani et al., 2007). African charts were synthesized based on various publications.*



2.3.4.4. Geodynamic maps: active tectonic structures, types of sedimentary basins and volcanism

A deformation chart (Figure 27) has been established. Four types of tectonic settings were defined: pre-rift stage, rift phase with tilted blocks and growth strata, sag and post-rift passive margin, with a focus on the rift and sag phases. Sag basins are recorded by flexural geometries with a wavelength of hundreds of kilometres, unconformably overlapping the tilted blocks of the underlying rift phase. It corresponds to the pre-salt wedge or pre-salt sag basin of Karner *et al.* (2003) and Karner and Driscoll (1999) and to the post-rift ante drift of Petrobras geologists (Milani *et al.*, 2007). These data were put back onto the previously established stratigraphic chart (Figure 25).

This chart is based on published papers (Brazilian side: Petrobras charts, African side: Robert and Yapaudjian, 1990, Teisserenc and Villemin, 1990) or on the interpretation of published sections (e.g. Dyer, 2008 for the Santos Basin; Braccini *et al.*, 1997 for the Cabinda Basin).

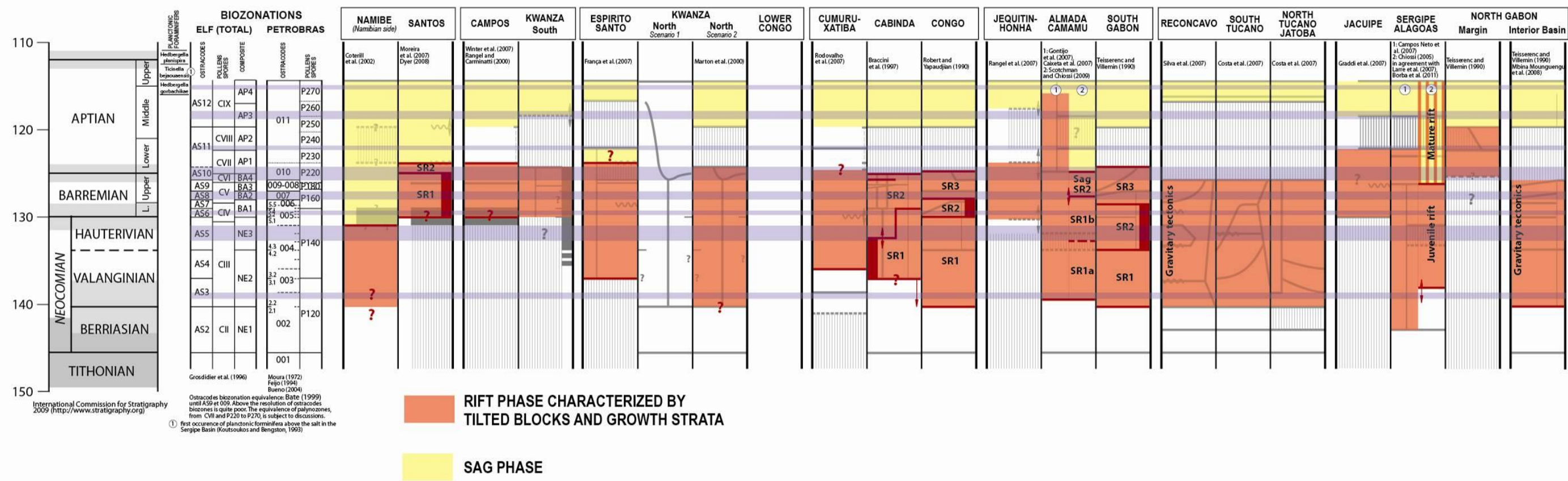


Figure 27: Deformation chart, superimposed on the biostratigraphic and lithostratigraphic charts in Figure 25. Two types of basins are here identified: rifts with tilted blocks and growth strata (“rift phase”) and sags. Different stages of the rift phase were sometimes defined and are here reported.

2.3.5. Stratigraphic and deformation charts: main limits

2.3.5.1. Stratigraphic charts (Figure 25)

Biostratigraphic data are not available for three basins: the Lower Congo, Namibe and Santos Basins. The lithostratigraphy of the Lower Congo Basin (Anderson *et al.*, 2000) is the same as the one applied in Cabinda. We extended the Cabinda lithologies and environments to the Lower Congo. The knowledge of the Namibe Basin is more critical, because only one publication (Coterill *et al.*, 2002) is available for this key area. We therefore used Coterill's data on the chart; these data indicate a different evolution of the Namibe Basin compared to the conjugate Santos Basin. This means either (1) a specific tectonic setting of this basin compared to the Santos Basin (Moulin *et al.*, 2012) or (2) an error in the age attribution of the volcanics (Neocomian-Barremian boundary) by Coterill *et al.* (2002) that could be younger than expected. In fact, these volcanics could be of the same age as the ones of Late Cretaceous (bounded by sediments of Turonian and Campanian ages) cropping out onshore on the Mossamedes Basin (Carvalho, 1961). Because the age attribution and the stratigraphic sequence pattern of the Santos Basin (Moreira *et al.*, 2007) are similar to those of the Campos Basin (Winter *et al.*, 2007), the age of the different formations of the Santos Basin is deduced from the Campos Basin, where biostratigraphic data are available.

Some basins have incomplete or contradictory biostratigraphic datasets. For the Kwanza Basin, some ostracode biozones were not formally identified (AS3-4 for the Falção Limestones and AS3-5 for the Lukunga shales), and a continuity of sedimentation is assumed with the underlying Lukunga Sandstones (AS2) by Bate *et al.* (2001), from AS2 to AS5. An alternative interpretation could be a hiatus of AS3-4 and AS3-5. In the same area, Bate *et al.* (2001) suggest, in a figure, a hiatus that is not discussed in the text. This is why we have considered two different scenarios for the Kwanza Basin. For the Cabinda and Campos Basins, several contradictory studies on the lithostratigraphic interpretation have been carried out (Cabinda Basin: McHargue, 1990, Braccini *et al.*, 1997, Karner *et al.*, 2003; Campos Basin: Rangel and Carminati, 2000; Winter *et al.*, 2007). In both cases, we kept those for which biostratigraphic and geological data (wells correlation and geometries) were published (Cabinda Basin: Braccini *et al.*, 1997; Campos Basin: Rangel and Carminatti, 2000).

The early stages of deposition of some late subsiding basins are subjects to discussion. No data are available for the age of the base of the Jequitinhonha Basin, dated by comparison with the Espírito Santo and Almada-Camamu Basins. Another key question is the age of the North Gabon Basin (Teisserenc and Villemin, 1990) and then the possible occurrence of sediments older than the N'Toum-Bikele Fm (biozone AS9-11, Teisserenc and Villemin, 1990) that could be equivalent to the lower part of its twin basin, the Jacuipe Basin.

We characterized a hiatus of variable duration through space during the Early-Middle Aptian, except in the Santos Basin. This hiatus is well known on the African side (work by Elf biostratigraphers) and has been defined here on the Brazilian side based on biostratigraphic data published by Petrobras in 1994 (Vieira *et al.*, 1994, Santos *et al.*, 1994, Netto *et al.*, 1994). Our interpretation is slightly different than that published by Petrobras in 2007 (Milani *et al.*, 2007), for which biostratigraphic data are not available. Nevertheless, our interpretation is highly dependant of (1) better intercorrelation between the African and Brazilian pollen biozone for Aptian times (dash line Figure 23 and 25) and (2) a better calibration on the International Stratigraphic Chart.

2.3.5.2. Deformation charts (Figure 27)

Few data are available for the Kwanza and Namibe Basins. The chart is based on the sections and chart published in (1) Marton *et al.* (2000) that identified three steps in the Kwanza Basin (a pre-rift – the Lucula Fm of the same age as the Lukunga Fm, see Figure 25- a rift and a sag phase - Cuvo Fm) and (2) Coterill *et al.* (2002) for the Namibe Basin.

The beginning of the rift is discussed in both the Cabinda and Sergipe-Alagoas Basins. In the Cabinda Basin, based on the section published by Braccini *et al.* (1997) and the sections published by Marton *et al.* (2000), the rift clearly started after the deposition of the Lucula Fm. For the Sergipe-Alagoas Basin, published sections, limited to the upstream part of the basin (Chiossi, 2005; Borba *et al.*, 2011), suggest an age younger than that published by Petrobras (Neto *et al.*, 2007).

The tectonic setting of the volcanics of the Santos and Campos Basins (Cabuinas and Camboriu Fm) is unclear, with lava flooding prior to or at the same time as the extension (occurrence of syn-sedimentary normal faults during the volcanics)?

Some authors have identified several periods with different extension rate and direction. Those can change within the same basin (e.g. Cabinda Basin, Braccini *et al.*, 1997) or are subject to high age uncertainties (e.g. Almada-Camamu Basin, Scotchman and Chiossi, 2009).

In some rifts, it is difficult to decipher between real syn-sedimentary faults, post-depositional faults with no growth strata and clear gravity tectonics due to a regional tilting and/or an increase of the sediment supply. Gravity tectonics seems very important in two aborted rifts: the Reconcavo-Tucano-Jatoba rift (decollement level: Candeias Fm, Cupertino and Bueno, 2005, Magnavita *et al.*, 2005) and in the Gabon Interior rift (decollement level: Bokoue and Bikoume Fm, Mbina Mounguengui *et al.*, 2008). It is, in both cases, very difficult to characterize the periods of crustal brittle extension.

2.3.6. Palaeogeographic and geodynamic maps

2.3.6.1. Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3): 141-139 Ma (*Figure 28*)

Paleogeography

Two domains can be defined bounded by the North Abrolhos “Fracture Zone” (present-day boundary between the Espirito Santo and Cumuruxatiba Basins), diffuse zone of deformation along numerous minor faults over a large area, rather than on major localized faults.

Southward, no deposit occurred except, with doubt, the Namibe Basin and the North Kwanza Basin: these two key areas were not biostratigraphically dated of biozone AS3 (see discussion above).

Northward, the sedimentary setting was a deep lake bordered with alluvial fans, except for the Cumuruxatiba Basin (southwestern limit of the depositional domain), where alluvial plain sediments were deposited. Some areas are devoid of sediments: Jequitinhonha (between the Cumuruxatiba and Camamu Basins), Jacuipe and its conjugated domain, the North Gabon Basin.

The published stratigraphic and facies charts of the Camamu-Almada Basins (Gontijo *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 2007) indicate a double supply, from the west and from the east, of these basins. The eastward feeding suggests the occurrence of a continental high that could be the southern extension of the Jacupe –North Gabon non depositional domain. This questions the existence of a single lake or of two lacustrine systems, a first one from the Jatoba Basin to the Almada-Camamu Basin and a second one from the Sergipe-Alagoas Basins to the Kwanza Basin. We have no argument for choosing between those two scenarios.

Alluvial fans seems limited to the African side (Teisserenc and Villemin, 1990; Grosdidier *et al.*, 1996; Braccini *et al.*, 1997), except along the Camama-Almada upstream border (Gontijo *et al.*, 2007, Caixeta *et al.*, 2007). This absence on most of the Brazilian side could suggest basins larger than the present-day preserved rifts.

Turbiditic systems were identified as channels in the Camamu-Almada (charts of Gontijo *et al.*, 2007 and Caixeta *et al.*, 2007), Reconcavo (Silva *et al.*, 2007), Tucano-Jatoba (chart of Costa *et al.*, 2007) and Sergipe-Alagoas Basins (chart of Campos Neto *et al.*, 2007). On the African side (South Gabon and Congo), the deep lake is mainly shaley with few sands (Kissenda and Sialivakou Fm, Teisserenc and Villemin, 1990; Robert and Yapaudjian, 1990).

Deformation

Two parallel rifts are active in the northern domain, one westward from the Camamu-Almada Basin to the Jatoba Basin and a second one eastward from the Congo-Cabinda Basin to the Sergipe-Alagoas Basins, crossing through the Gabon interior Basin. The eastern branch could extend southward to North Kwanza. These two rifts are separated by a high that corresponds to the place of sedimentary hiatus discussed above, here called the Central Elevated Block (CEB). The Cumuruxatiba Basin is not yet a rift, but instead is a pre-rift “sag” basin.

2.3.6.2. Intra Valanginian (intra ostracode biozone AS5): 137-136 Ma (Figure 29)

Paleogeography

Two domains can be defined bounded by the Luanda FZ.

Southward, no deposit occurred except along the Namibe Basin where dating is uncertain.

Northward, the sedimentary setting was a large deep lake with widespread turbiditic systems. The Espirito Santo and North Kwanza Basins are subsiding domains. The Jacuipe and North Gabon areas are still not depositional. Petrobras data (Gontijo *et al.*, 2007; Caixeta *et al.*, 2007) again indicate a double supply of the Camamu-Almada Basins from a possible southward continental extension of the Jacuipe-North Gabon domain (CEB). Again the question of the connectivity of the Camamu-Almada, Reconcavo, Tucano, Jatoba Basins with the rest of the lake is addressed. The age of the beginning of sedimentation in the Jequintinhonha Basin is uncertain and can be of this time period. If it is right, because of the lacustrine nature of the first sediments in the Jequintinhonha Basin (Cricaré Fm), such a connection makes sense. The North Kwanza Basin is the first setting of lacustrine limestones.

Alluvial fans are recorded all along the rift from the Espirito Santo Basin to the Jatoba Basin, on the Brazilian side, and from the Lower Congo to South Gabon Basins on the African side. There are no alluvial fans in the Cumuruxatiba and Jequintinhonha Basins, the Alagoas Basin (post-deposition erosion?) and the Interior Gabon Basin. No information is available for alluvial fans in the North Kwanza Basin. Alluvial plain deposits are mainly located on the Brazilian side, in the Espirito Santo and Cumuruxatiba Basins, but also in the Jatoba and Tucano Basins (beginning of the infilling by subaerial deposits).

On the African side, this is the time of coarse-grained turbiditic deposition (Congo: Djeno Fm, Lower Mbr, debris flows and grain flows, Robert and Yapaudjian, 1990; South Gabon: Lucina Fm, channel and lobe deposits, Teisserenc and Villemin, 1990; Interior Gabon: Fourou Plage Fm, Teisserenc and Villemin, 1989) and finer-grained equivalents (Cabinda: Bucomazi Fm, Lower Mbr, Braccini *et al.*, 1997).

Deformation and volcanism

The rift is located northward of the Luanda FZ. This single rifting splits into two branches from the Camamu and South Gabon Basins separated by the CEB.

The southern domain records the early stages of the Parana - Etendeka volcanic event, mainly located onshore in Brazil. The Santos and Campos Basins are free of volcanics, except for some dyke swarm around Rio de Janeiro and Vitoria-Trinitade (Guedes *et al.*, 2005; Novais *et al.*,

2004). The Espirito Santo (França *et al.*, 2007) and Central Kwanza Basins (Bate *et al.*, 2001) are time equivalents of basalt lava flows and volcanoclastics.

2.3.6.3. Around the Hauterivian-Barremian boundary (intra ostracode biozone AS6): 131-129 Ma (*Figure 30*)

Paleogeography

Two domains can be defined bounded by the Benguela FZ.

Deposition occurred north of this FZ, except for the Campos Basin where volcanism is observed. This northern domain is again a large deep lake. The northwestern branch (from Camamu to Tucano Basins) is connected to the great lake. The CEB is still a high (double supply of the Camamu-Alamada Basins, no sedimentation in the North Gabon Basin) and seems to be an island. But its size is smaller with the beginning of sedimentation in the Jacuipe Basin (Graddi *et al.*, 2007).

Turbiditic systems are still active on the African side (Congo: Djeno Fm, Upper Mbr, Robert and Yapaudjian, 1990; South Gabon: Melania Fm, Teisserenc and Villemin, 1990); however, they are more fine-grained around the Cabinda Basin (Bucomazi Fm, Lower Mbr; Braccini *et al.*, 1997) and they do not exist in the Gabon Interior Basin. The Brazilian side turbiditic systems occurred from the Camamu-Almada Basins (charts of Gontijo *et al.*, 2007 and Caixeta *et al.*, 2007) to the Reconcavo Basin (Bruhn, 1999; Magnavita *et al.*, 2005).

Alluvial fans occurred on both sides of the rift, except in the Kwanza (but little sedimentological data have been published), Cumuruxatiba (Rodvalho *et al.*, 2007), Jacuipe (Rangel *et al.*, 2007) and Gabon interior (Mbina Mounguengui *et al.*, 2008) Basins.

Deformation and volcanism

The rift is located north of the Benguela FZ, splitting into three branches toward the North: the South-Interior Gabon and Camamu-Almada Basins that split themselves into two subbranches, the Tucano-Jatoba and Jacuipe-Sergipe Basins.

This is the time of widespread volcanism from the Parana Basin to northern Namibia, including the Santos (Camboriu volcanics), Campos (Cabuinas volcanics) and Namibe Basins.

This time interval corresponds to the paroxysm of the Parana-Etendeka Trapp (see age synthesis in Moulin *et al.*, 2010).

2.3.6.4.Upper Barremian (ostracode biozone AS8): 128-126 Ma (*Figure 31*)

Paleogeography

For the first time, deposition occurred all along the South Atlantic central segment, from Walvis - Rio Grande to the Ascension FZs. The Central Elevated Block (CEB) is still an island (double supply of the Camamu-Alamada Basins, no sedimentation in the North Gabon Basin).

This period records a major palaeogeographic change that starts during ostracode biozone AS7 with two clear domains, north and south of the axis Campos to South Kwanza Basins. North, the lake is becoming shallower (Grosdidier *et al.*, 1996) with organic-rich facies (Mello *et al.*, 1988; Burwood *et al.*, 1992; Gonçalves, 2001) and no turbidites. Alluvial fans are limited to the Brazilian side, from the Espirito Santo Basin to the Jatoba Basins (except the Cumuruxatiba and the Jequitinhonha Basins). This suggests an asymmetry of the rift, with low relief on the African side. South, a deep lake occurred with turbidites in the Campos Basin (Rangel *et al.*, 1994, Rangel and Carminati, 2000). Alluvial fans are located along the Santos (Moreira *et al.*, 2007) and Campos (Rangel *et al.*, 1994, Winter *et al.*, 2007) Basins. Organic-rich sediments were possibly deposited in the Namibe Basin (Coterill *et al.*, 2002).

Deformation

Rifting is active all along the South Atlantic central segment, from Walvis Rio Grande to the Ascension FZs, with two different settings: very active in the south and more quieter in the North. In the south, alluvial fans are active and tilting of the blocks is well recorded in the Campos Basin. In the north, the three northern branches are still active, but the relief (rift shoulders and the water depth contrast) is not as well marked.

2.3.6.5.Lower Aptian (ostracode biozone AS10): 124-123 Ma (*Figure 32*)

Paleogeography

The South Atlantic central segment looks like a single lake, with some short marine influences, subdivided into three domains: south (northern limit: the axis North Campos to

South Kwanza Basins), central (from the Espirito Santo - North Kwanza Basins to the Jequitinhonha - Congo Basins) and north domains.

The southern domain (mainly the Santos and Campos Basins) is made of a shallow-water alternation of clays and bioclastic limestones (bivalves coquinas, Carvalho *et al.*, 2000, Rangel and Carminati, 2000, Moreira *et al.*, 2007), with upstream alluvial fans (Santos, Campos Basins). Evaporites (mainly salt, few anhydrites) occurred just before this time interval (ostracode biozone AS9) in the South Kwanza Basin (Bate *et al.*, 2001).

The central domain shows the same shallow mixed lacustrine siliciclastic - limestone deposits (bivalves coquinas: Sernambi Fm in the Espirito and Jacuipe Basins, Toca and Banio Fm located on the highs of tilted blocks or as condensed levels in progradational geometries in the Gabon, Congo and Cabinda Basins, Harris *et al.*, 1994, Harris, 2000, Robert and Yapaudjian, 1990, Braccini *et al.*, 1997).

The northern domain is characterized by a major reorganization of the depositional areas: the Reconcavo, Tucano-Jatoba and the Gabon Interior Basins are no longer accumulative, but deposition clearly occurred in the North Gabon Basin (Bikele et N'Toum Fm, Mbina Mounguengui *et al.*, 2008). Nevertheless, the CEB still exists as suggested by the double eastward and westward supply of the Camamu-Almada Basins and the palaeocurrents pattern toward the NE in Gabon (Dentale Fm, Smith, 1995). This northern domain is either locally deep, as suggested by turbiditic deposition (Teisserenc and Villemin, 1990, Mbina Mounguengui *et al.*, 2008, Mbina Mounguengui and Guiraud, 2009) or shallow (shallow bioclastic limestones in the Sergipe-Alagoas Basin, Campos Neto *et al.*, 2007).

Alluvial fans are limited to the southern domain. Marine flooding is recorded (see discussion below) in the Sergipe Basin (fish, Gallo, 2009), South Gabon Basin (marine ostracodes, Grosdidier, 1967), Kwanza Basin (marine ostracodes, Bate, 1998 in Davison and Bate, 2004) and in the Campos Basin (benthic and planctonic foraminifera, Silva-Telles Jr., 1996 in Dias, 2005).

Deformation

Rifting is active all along the South Atlantic central segment, the southern domain is still more active than the central and northern domains, as suggested by the alluvial fans. The Reconcavo, Tucano-Jatoba, and Gabon Interior Basins are no longer subsiding domain; however

a new place of deposition, the North Gabon Basin has been created. This could mean deformation reorganization in the northern part of the rift.

This period looks like a transition toward a new tectonic setting.

2.3.6.6. Lower Aptian? (intra ostracode biozone AS11): 123-121 Ma (Figure 33)

Paleogeography

A major hiatus characterized this time period, excepted for the Santos and North Gabon Basins. The duration of this hiatus is variable through space, as is the age of its beginning and its end (see Figure 25).

The shallow lake of the Santos Basin is characterized by mixed siliciclastic – carbonate sediments, from alluvial fans to microbial limestones (with stromatolites) with some clay layers (Moreira *et al.*, 2007). The North Gabon Basin is continental, fluvial to deep lacustrine sedimentation, as suggested by turbidite deposition (Coniquet Fm, Teisserenc and Villemin, 1990).

Deformation

Two different domains can be defined: Santos Basin in the south and all other basins toward the north. The southern domain is no longer a rift. It is a large flexural domain, typical of a sag basin, with local volcanism (Moreira *et al.*, 2007). The possible tectonic meaning of the hiatus will be discussed later, but normal faults are active along the only domain in sedimentation (North Gabon Basin, Mbina Mounguengui and Guiraud, 2009).

2.3.6.7. Middle Aptian? (intra biozone AP3): 119-116 Ma (Figure 34)

The width of the South Atlantic segment is becoming the largest. Because most of the well data available are limited to the present day upstream part of the margin, our knowledge of the axial (deepest) part of the basins is poor.

Paleogeography

Again the central segment of the South Atlantic is subdivided into two domains: the Santos and Campos Basins are mainly shallow carbonate lakes, whereas the north is only siliciclastic deposits.

The limestones of the Campos and Santos Basins are similar to the limestones of the previous period. They pass laterally to proximal alluvial plain deposits (Moreira *et al.*, 2007, Winter *et al.*, 2007). Toward the north, the rift is more asymmetric, with mainly alluvial deposits in Africa and lacustrine to deltaic with few alluvial plain deposits in Brazil (Figure 26). The CEB is still a high, but is smaller, with a double supply of the Camamu-Almada Basins, where alluvial fans are still active on the Brazilian side (Gontijo *et al.*, 2007).

Evaporites (halite) probably occurred at that time (pollens biozones P230 à P260, Souza-Lima, 2008) in the Alagoas Basin. Marine flooding is expected in the Cabinda Basin on the basis of ostracodes (Braccini *et al.*, 1997).

Deformation

All the basins of the South Atlantic central segment are flexural sags (see Figure 27 for references). Local normal faults can be locally active or shortly reactivated during this period (Bib - FG). North of the Sergipe-Alagoas Basins, subsidence starts in the Pernambuco Basin (Feijo, 1994).

2.3.6.8. Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4): 116-114 Ma (Figure 35)

For the same reasons as the Middle Aptian time slice, the nature of the sediments of the axial part of the basins is poorly known and questions the occurrence of evaporites and their relationships with a possible oceanic ridge.

Paleogeography

The entire South Atlantic central segment is covered by evaporites, except in the Jacuipe, Alagoas and Pernambuco Basins, where siliciclastic deposition occurred.

Evaporites located in the southern part of the South Atlantic central segment (Santos and Campos Basins) are mainly composed of anhydrite and halite (Rangel and Carminati, 2000, Davison, 2007). Sylvite and carnallite are reported as a rare occurrence in the Campos Basin (Rangel and Carminati, 2000).

The northern part is mainly characterized by chloride evaporitic minerals (sylvite, carnallite and bischofite). The Gabon, Congo and Sergipe Basins show potassium and magnesium chlorides, such as the carnallite and the tachyhydrite, with thicknesses of tachyhydrite of a few tens metres to one hundred metres (Belmonte *et al.*, 1965; Meister and Aurich, 1972; Wardlaw, 1972; Wardlaw and Nicholls, 1972; de Ruiter, 1979; Teisserenc and Villemin, 1990).

Silicilastic sediments of the Jacuipe to Pernambuco Basins recorded shallow lake conditions with upstream alluvial fans (Alagoas to Pernambuco Basins, Campos Neto *et al.*, 2007, Cordoba *et al.*, 2007).

Deformation

The entire South Atlantic central segment is a flexural basin, except toward the north where normal faults are still active in the Sergipe-Alagoas Basins (Campos Neto *et al.*, 2007). A proto-oceanic crust is expected at this time based on the geometrical relationship of the salt with the oceanic crust (see Petrobras charts, Milani *et al.*, 2007 and Figure 26).

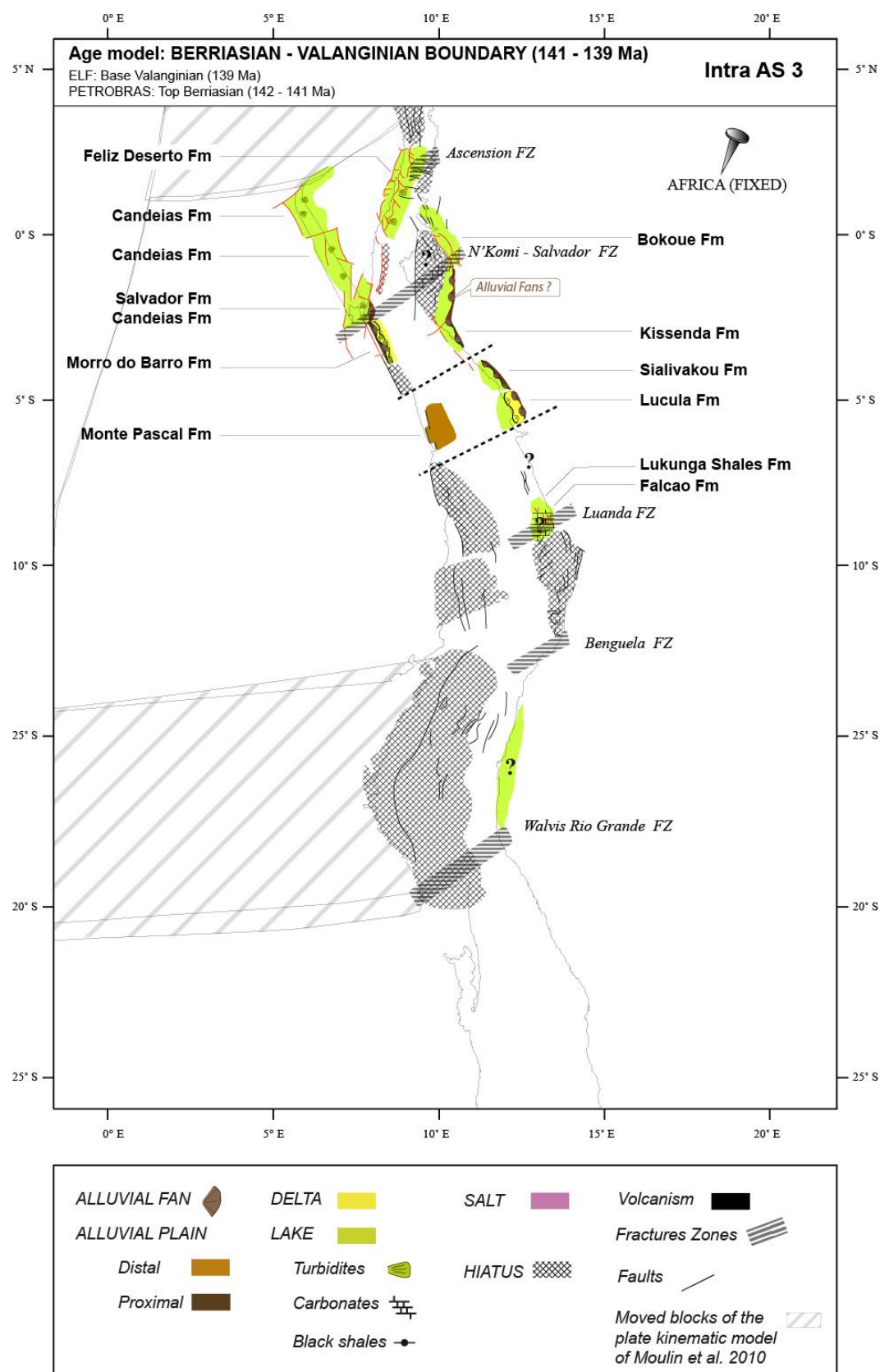


Figure 28: Palaeogeographic map at the Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3) - 141-139 Ma

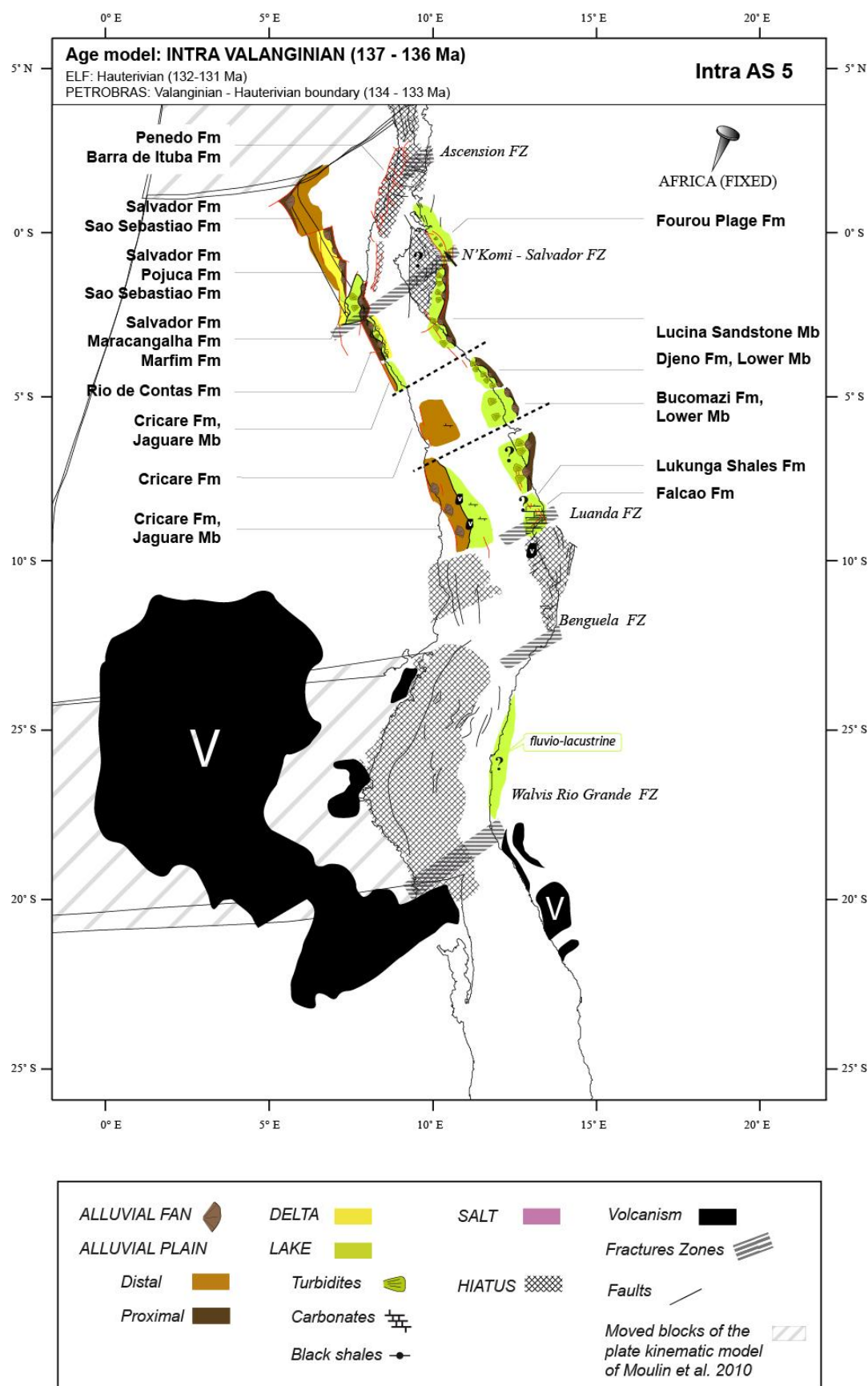


Figure 29: Palaeogeographic map intra Valanginian (intra ostracode biozone AS5) - 137-136 Ma

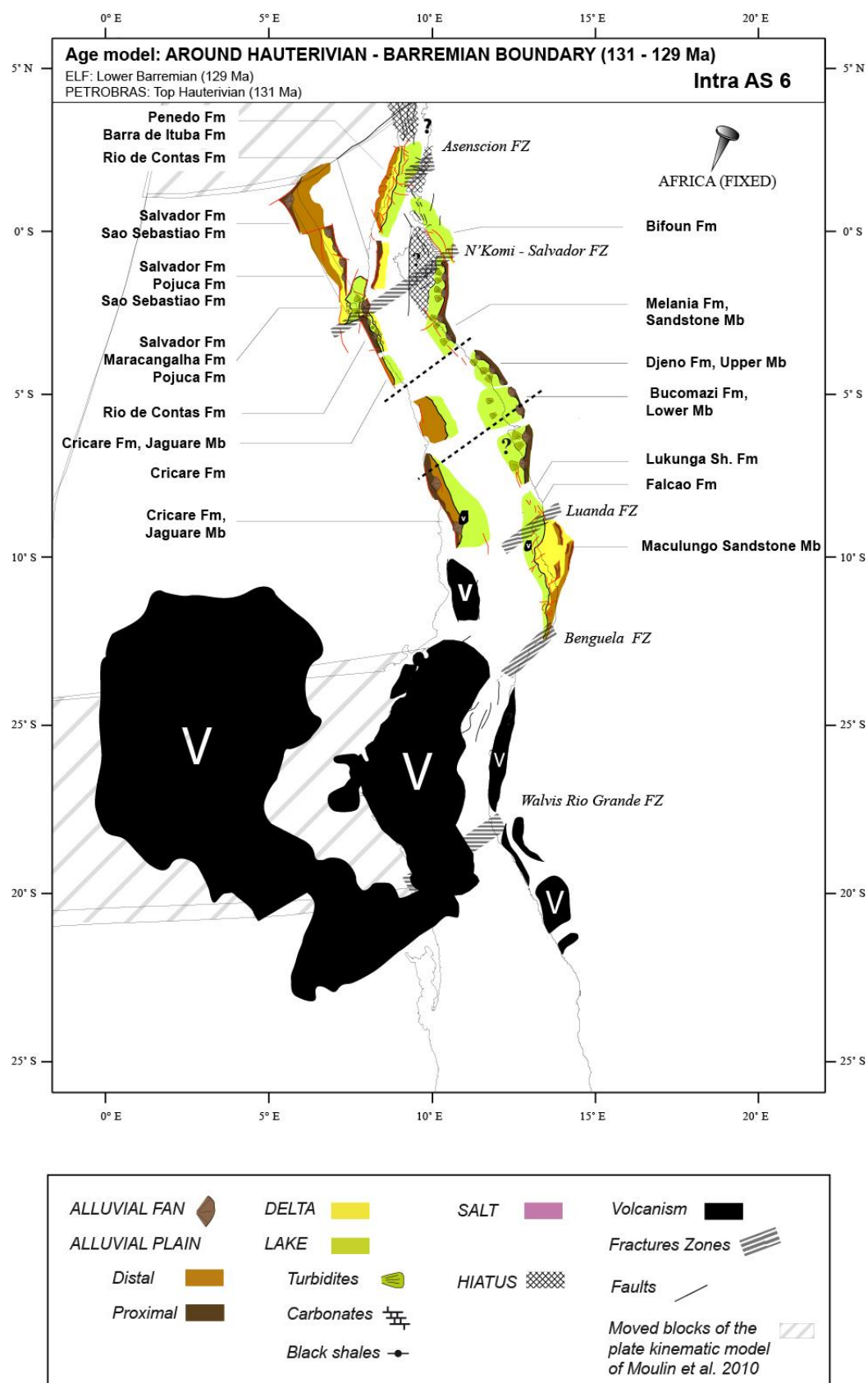


Figure 30: Palaeogeographic map around the Hauterivian-Barremian boundary (intra ostracode biozone AS6) - 131-129 Ma

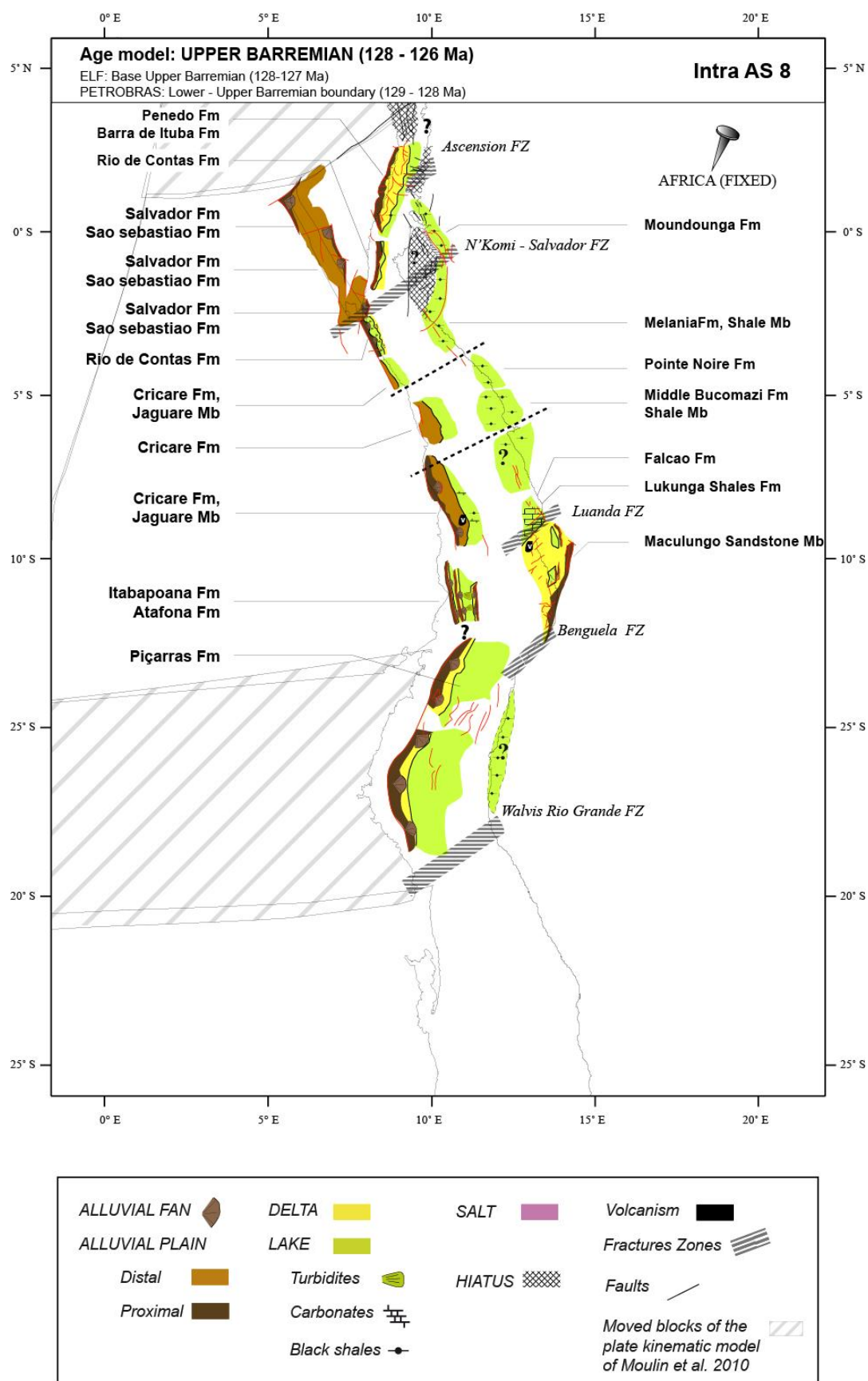
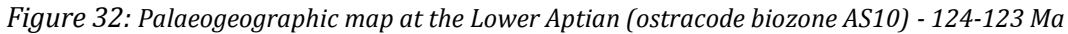


Figure 31: Palaeogeographic map at the Upper Barremian (ostracode biozone AS8) - 128-126 Ma



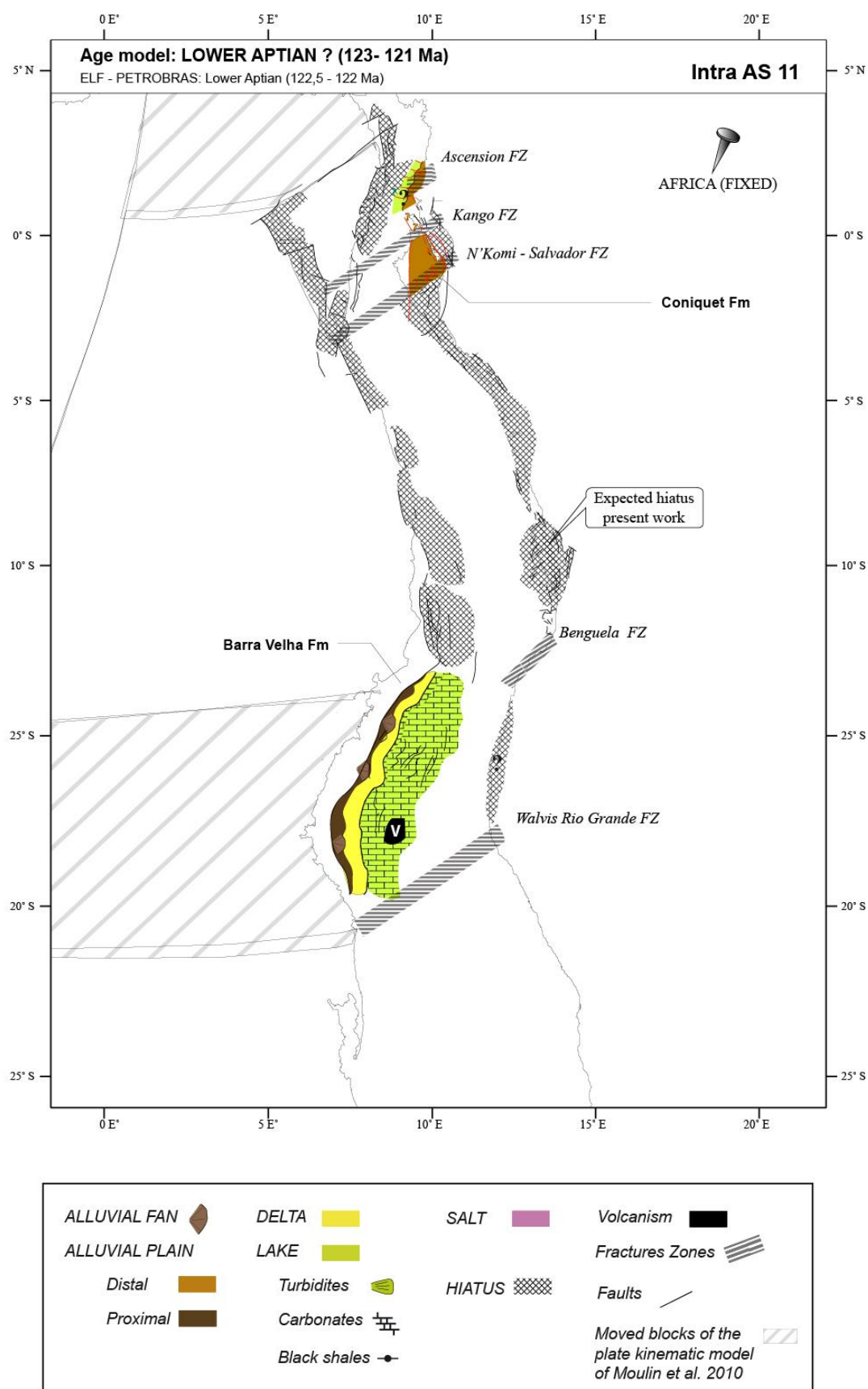


Figure 33: Palaeogeographic map at the Lower Aptian? (intra ostracode biozone AS11) - 123-121 Ma

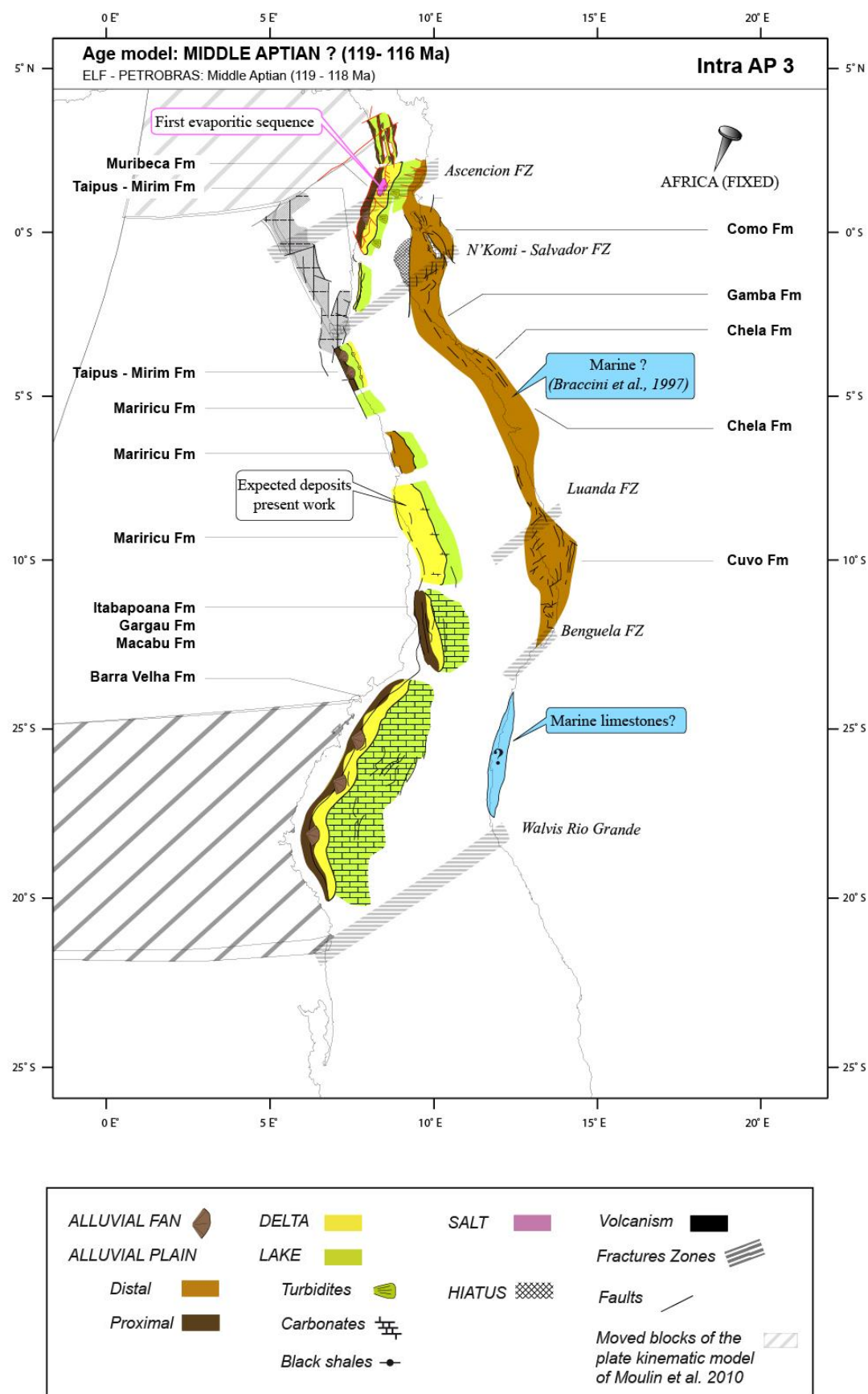


Figure 34: Map at the Middle Aptian? (intra biozone AP3) - 119-116 Ma

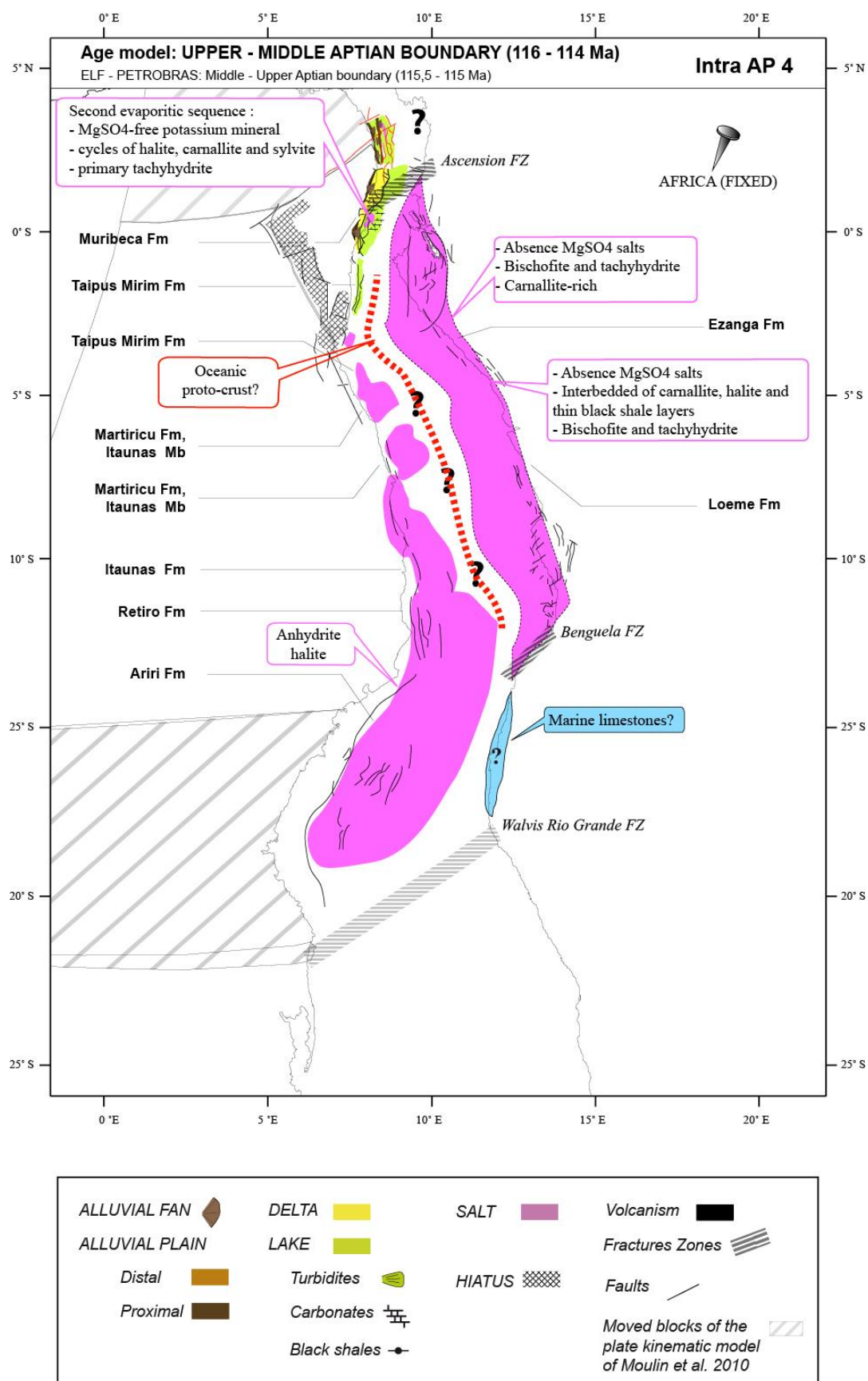


Figure 35: Palaeogeographic map at the Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4) - 116-114 Ma

2.3.7. Discussion: tectonic evolution

Two main domains with two different tectonic and palaeogeographic evolutions were defined along the South Atlantic central segment, with a changing boundary through time which propagated southward from the Abrolhos FZ (Berriasian – Valanginian boundary) to the Benguela FZ (Hauterivian – Barremian boundary). The boundary between these two domains and the status of the Campos, Espirito Santo and South Kwanza Basins are quite unclear. For Moulin *et al.* (2012), the Santos Basin – Sao Paulo Plateau system is defined as kinematic “buffer” due to the differential extension between the southern segment of the South Atlantic (south of Walvis Ridge) and the northern domain of the central segment of the South Atlantic. We suggest that this transitional area (Campos, Espirito Santo and South Kwanza Basins) could be a sub-block boundary with highly diffuse deformation.

In the upstream part of the present-day margin where data are available, our results confirm an evolution of the so-called “rift” (continental extension prior to oceanic accretion) in two phases: (1) a period characterized by tilted blocks and growth strata (called rift phase) and (2) a sag phase.

The timing of this evolution is different in the two domains (Figure 36). In the **northern domain**, north of the Benguela FZ, the lithosphere extension started around the AS2-AS3 biozone boundary that could be Late Berriasian (142-141 Ma) in age (Congo-Almada Basins to Sergipe-Alagoas-North Gabon Basins). It propagated southward during biozones AS3 and part of AS4, i.e. during the end of the Berriasian and lowermost Valanginian (141-139 Ma). In the **southern domain**, south of the Benguela FZ, the lithosphere extension started at least after ostracode biozone 005 (=AS7), i.e. during the Early Barremian (130-128 Ma), but an extension contemporaneous of the basaltic floods of the Cabuinas and Camboriu Formations cannot be excluded (see discussion above). This means that the lithosphere extension of the central segment of the South Atlantic Ocean migrated southward from the Gabon and NE Brazil to southern Angola and southern Brazil (Santos Basin).

The second characteristic feature is the hiatus of sedimentation during the Lower Aptian in the northern domain. As discussed above several models have been proposed for the evolution of the South Atlantic rift: the most recent ones (Huisman and Beaumont, 2008, 2011; Aslanian *et al.*, 2009; Unternehr *et al.*, 2010) suggest an exhumation of the lower crust/uppermantle prior to the sag phase. This could correspond to this major hiatus of possible

Lower Aptian age. The relative diachronism of this hiatus along the northern domain (see above) reflects a process of variable duration through space, which is a function of the nature of the lithosphere (thickness, rheology, etc).

The sag phase corresponds to a thick wedge (Marton *et al.*, 2000, Lentini *et al.*, 2010) of sediments, unconformably overlapping the underlying sediments. Lentini's isopachs map shows a strong asymmetry between our northern and southern domain, with a mainly African sag in the north and a South American sag in the south and a transition between these two domains where sags occurred on both sides (Espírito Santo and Kwanza Basins). In spite of the poor biostratigraphic resolution of the ostracode biozones and the uncertainties in the equivalence of pollen and ostracode biozones, the sag basin in the north could be older on the African side than on the Brazilian side.

A characteristic feature of the northern domain is the occurrence of the Central Elevated Block (CEB), north and south of the N'Komi FZ. The size of this block decreases through time: at its maximum size (base Valanginian), it extends from the Jequinhonha Basin southward to the Jacuipé-North Gabon Basin. The meaning of this block is not quite clear: it records a splitting into two or three branches of the rift, i.e. a change from a narrow (localized deformation) to a wide rift (distributed deformation). This could be due to a change of the structure of the lithosphere (Brun and Beslier, 1996; Brun, 1999).

2.3.8. Discussion: sedimentary and topographic evolution

2.3.8.1. Lake evolution

Two main types of lakes were identified: deep and shallow. Deep lakes could be clayey or sandy, fed by different types of gravity deposits (Reconcavo Basin: Figueiredo *et al.*, 1994, Bruhn, 1999; Gabon to Congo Basins: Teisserenc and Villemin, 1990, Bracken, 1994, Smith, 1995): palaeocanyons (Tacuibe, Reconcavo Basin, Magnavita *et al.*, 2005), slumps, channels and lobes. Facies of the shallow water lakes are poorly described, except for the carbonated lakes (see descriptions above, bioclastic and/or microbial limestones, Carvalho *et al.*, 2000; Harris *et al.*, 1994; Harris, 2000). The organic matter content of these lakes changes through time (Kuo, 1994 - Gabon; Gonçalves, 2001 – Camamu and Almada Basins): the deeper oldest lake (Kissenda or Morro do Barro Fm) is oligotrophic (bacteria, cyanobacteria) and the shallower youngest lake (Melania or Rio de Contas Fm) has an higher trophic level and a more complex food chain with abundant eukaryotic organisms. Between the two types of lakes, the thermocline (deeper in the shallowest), fetch (higher in the shallowest), water flux (higher in the shallowest), efficiency of nutrient recycling (higher in the shallowest) change.

The two domains have a different lake evolution. The northern one starts with deep lake deposits (Late Berriasian, AS3) becoming more and more sandy (increase of the turbiditic supply, Valanginian, AS5). This lake became progressively shallower and was filled by deltas with high clinoforms (Upper Barremian-base Aptian, several hundreds of metres, Crabe-Dentale Fm, Gabon and Congo Basins, Robert and Yapaudjian, 1990). The geomorphic setting of the Early-Middle Aptian hiatus, subaquatic or subaerial, is still unknown. Nevertheless, the progradational nature and then the shallowing upward trend of the Early Aptian sediments (e.g. Dentale Fm, Gabon) can suggest an emersion of the upstream part of the rifts. Few descriptions are available for the facies of the sag basins (Cuvo, Chela and Gamba Fm on the African side, Mariricu Fm from the Espirito Santo Basin to the Jequitinhonha Basin, Upper Taipus Mirim Fm from the Camamu Basin to the Jacuibe Basin, Muribeca Fm in the Sergipe-Alagoas Basins). The southern domain is younger (Upper Barremian, AS8) . It is a shallow lake, first siliciclastic and more rich in limestones from the Lower Aptian (AS10) on his Brazilian side. The nature of the sedimentary environments of the Namibe Basin is still porly constrain during this time interval (hiatus during the upper part of the Early Aptian, marine from the Middle Aptian), in consequence, the palaeogeography of this domain is quite unclear during Aptian times.

2.3.8.2. Relief evolution

Two relief wavelengths can be classically associated with the rifts (Cox, 1989; Ollier, 1985; Gilchrist and Summerville, 1994.): (1) a dome with a wavelength of hundreds to one thousand kilometres and (2) rift shoulders with a wavelength of several tens of kilometres.

No centrifugal fluvial deposits are preserved on either side of the rift. In the Congo Basin ("Congo cuvette"), no sediments of Berriasian to Aptian age are preserved, except aeolian Dekese Fm deposits, which are time-equivalent to the Sagri Fm in the Camamu-Almada and Reconcavo Basins (Linol *et al.*, submitted).

We cannot argue either for or against the presence of a **dome** at the time of the beginning of the northern domain rift (Late Berriasian) or at the time of the Parana Etendeka Trapp paroxysm in the southern domain (Late Hauterivian-base Barremian). The only constraint is that the rift is at sea level at the Barremian-Aptian boundary (evaporites in the Kwanza Basin) and during the Early Aptian (see below).

Two markers record the occurrence of **rift shoulders**: (1) alluvial fans associated with active normal faults and (2) the nature of the sediments and solutes coming from inland and preserved in the rift.

In the northern domain, alluvial fans are active on both sides from the Upper Berriasian (AS3, *Figure 28*) to the base Barremian (AS7). The maximum growth of the alluvial fans and the maximum rate of sediment supply occur during the Valanginian (AS5) with the feeding of all the sandy turbiditic systems. After the Early Barremian, alluvial fans are mainly limited on the Brazilian side (Espírito Santo, Camamu-Almada, Reconcavo-Tucano-Jatoba, Jacuipe, Sergipe-Alagoas Basins). This suggests a maximum relief on the rift flank during the Valanginian, and then a decrease with a high asymmetry during Upper Barremian times. This evolution is in agreement with (1) the few data available on the displacement along the normal fault that seems to be at its maximum in the middle part of the rift phase (*Figure 27*) and decreases until the end of its activity and (2) the geochemical data (Harris, 2000, Harris *et al.*, 2004) which suggest, on the African side, a decrease of the upstream relief at the time of deposition of the organic-rich shales ("Marnes noires" – here dated as Upper Barremian).

In the southern domain, alluvial fans are active, on the Brazilian side, from the middle part of the Barremian (AS7) to the base of the salt, i.e. during the rift and the sag phase. This

suggests perennial relief in the hinterland of the Santos and Campos Basins, even during the sag phase. No reliable data are available on the African side.

2.3.8.3. Marine floodings

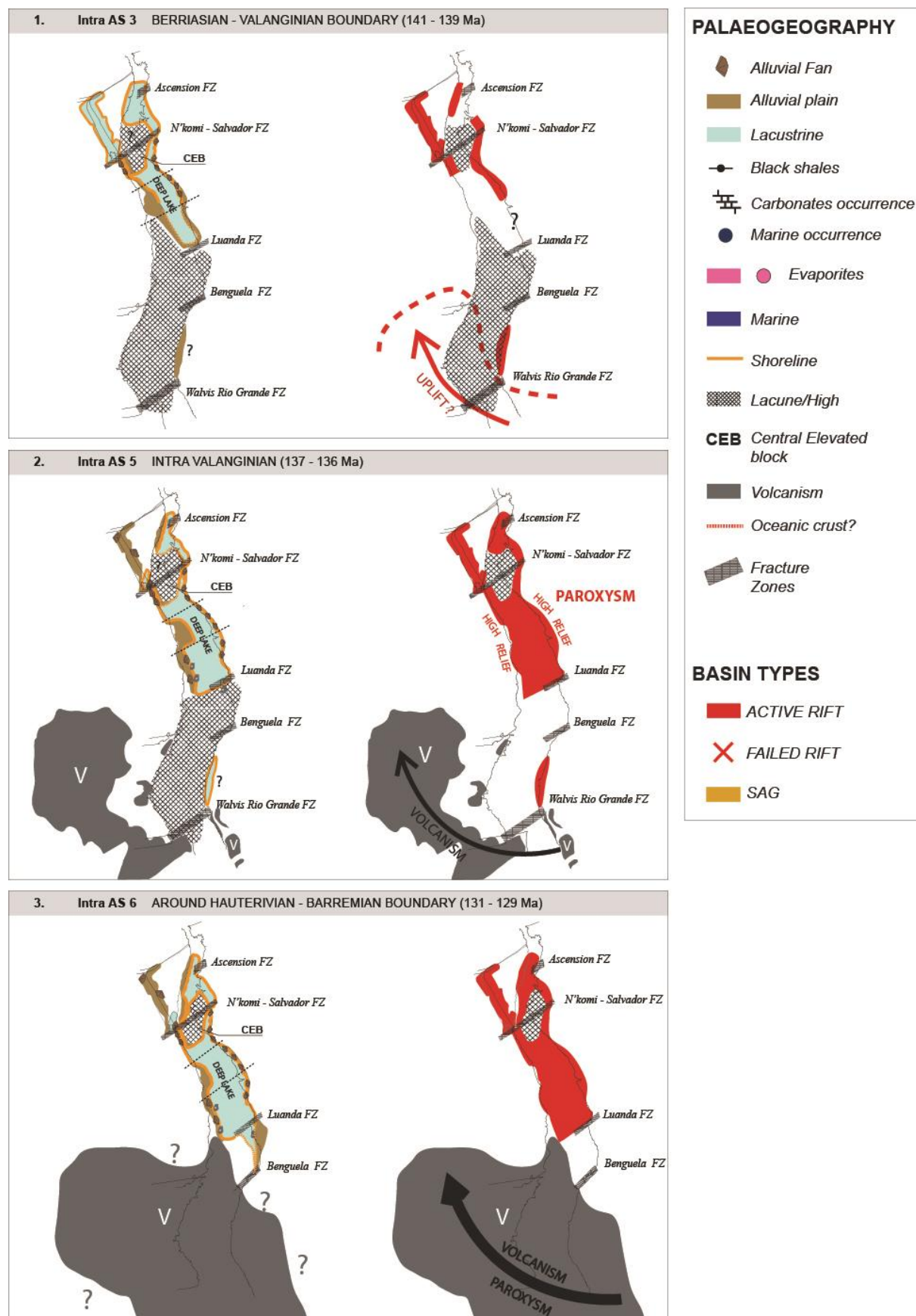
Marine floodings were identified, based on marine faunas (ostracodes, fish, foraminifers and ammonites) and geochemical characteristics of the sediments or evaporites.

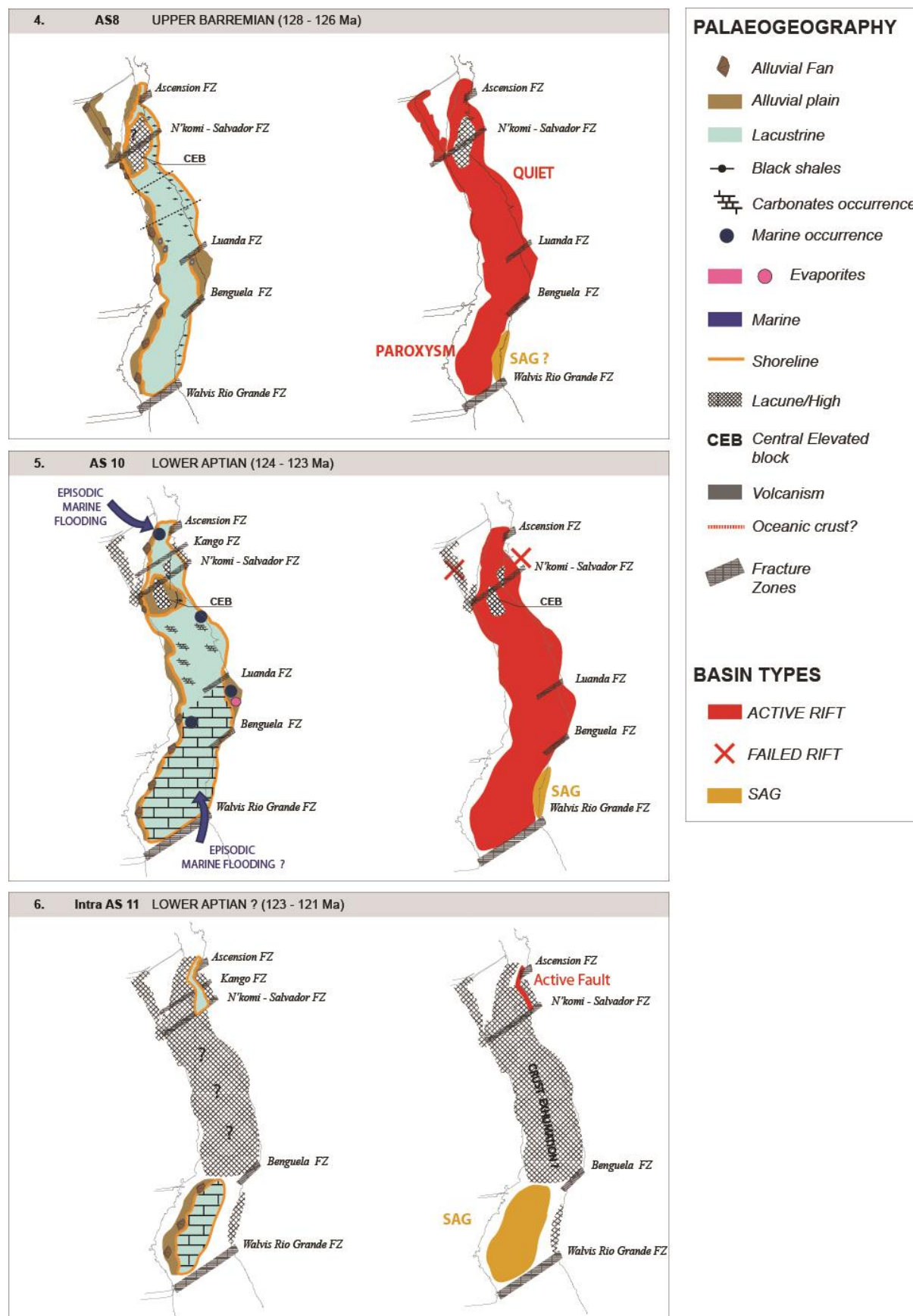
The oldest evidence is not older than base Aptian. Davison and Bate (2004) cites a Late Barremian ostracode (*Orthonotacythere mvili*) in the Congo rift from Grosdidier (1967). But in the original publication, this ostracode is located in the “Wealdian of the Congo coastal basin, upper part” with no further details of its stratigraphic location and age. The first clear evidences of marine faunas are during the Early Aptian, with the occurrence of (1) marine ostracodes (*Orthonotacythere*) in the Kwanza Basin (Bate, 1998 in Davison and Bate, 2004), (2) benthic and planctonic foraminifers in the Campos Basin (Lagoa Feia Fm, Coqueiros Mbr, biozone AS10, Silva-Telles Jr., 1996 in Dias, 2005), (3) marine dinoflagellates (*Subtilisphaera*) in the Almada Basin (Lower Alagoas= base Taipus Mirim Fm/Itacaré Mbr, Lana and Pedrao, 2000) (4) fish (*Enchodus* sp.) in the Sergipe Basin (Morro do Chaves Fm, biozone AS10, Gallo, 2009) and (5) ammonites (Bengston *et al.*, 2007). These marine influences are supported by the occurrence of salts that are older (Barremian-Aptian boundary) in the Kwanza Basin (Maculungo Fm, Middle Salt Mbr, biozone AS9, Bate, 1999) and younger in the Alagoas Basins (Coqueiro Seco Fm, biozone P230 and Maceio Fm, biozone P260, Feijo, 1994, Campos Neto *et al.*, 2007). Hydrogen and carbon isotope geochemistry of the organic matter of the Maculungo Fm (Upper Mbr, biozone AS10, Pedentchouk *et al.*, 2008 and stratigraphy in Pedentchouk *et al.*, 2004) also suggest marine influences at the time of deposition. Surprisingly, true marine influences are not as obvious for the sag phase of the basin. Except for the evaporites of the Maceio Fm in the Alagoas Basin, the other place where marine influences were expected is the Cabinda Basin (Chela Fm, Biozone AP3). Braccini *et al.* (1997) did not mention any specific fossils, but only “probable marine deposits”. In the stratigraphic synthesis of the Brazilian basins (Milani *et al.*, 2007), a marine (e.g. Sergipe-Alagoas Basin, Campos Neto *et al.*, 2007) or stressed-transitional marine (e.g. Santos basin, Moreira *et al.*, 2007 or Almada Basin, Gontijo *et al.*, 2007) is evoked for this time interval, but the arguments are not published. Such a marine flooding should be coeval with abundant, diversified marine faunas, never published on the African side or on the onshore outcrops of this period in Brazil.

Four main periods of flooding can be expected: at the Barremian-Aptian boundary (AS9, toward the South), during the Early Aptian (AS10, more widespread), during the Middle(?) Aptian (limited to the north) and around the Middle – Late Aptian boundary (top AS12) with the widespread deposition of the evaporites.

The second point is the nature of this marine flooding which is sharp and brief in a lacustrine environment or long-lasting marine environment. (1) Marine evidence is scarce and the very great majority of the described faunas (ostracodes, fish) are clearly continental ones. (2) The precise sedimentologic and stratigraphic setting of the marine faunas is not really described. Nevertheless, fish from the Sergipe-Alagoas Basin (Morro do Chaves Fm, biozone AS10, Gallo, 2009) indicate “lacustrine environments with some marine influences”.

The third point is the question of the origin of the marine transgression, from the south - South Atlantic flooding above Walvis Ridge – or from the north – the Tethys (Central Atlantic). Using the marine dinoflagellates, and mainly the *Subtilispharea* ecozone, Arai (2009) shows a Tethyan origin of these microfossils common in Venezuela, Senegal and in northern Brazil and suggests the occurrence of a seaway crossing through the Sao Luis, Parnaiba, Araripe and Almada Basins and then the central segment of the South Atlantic.





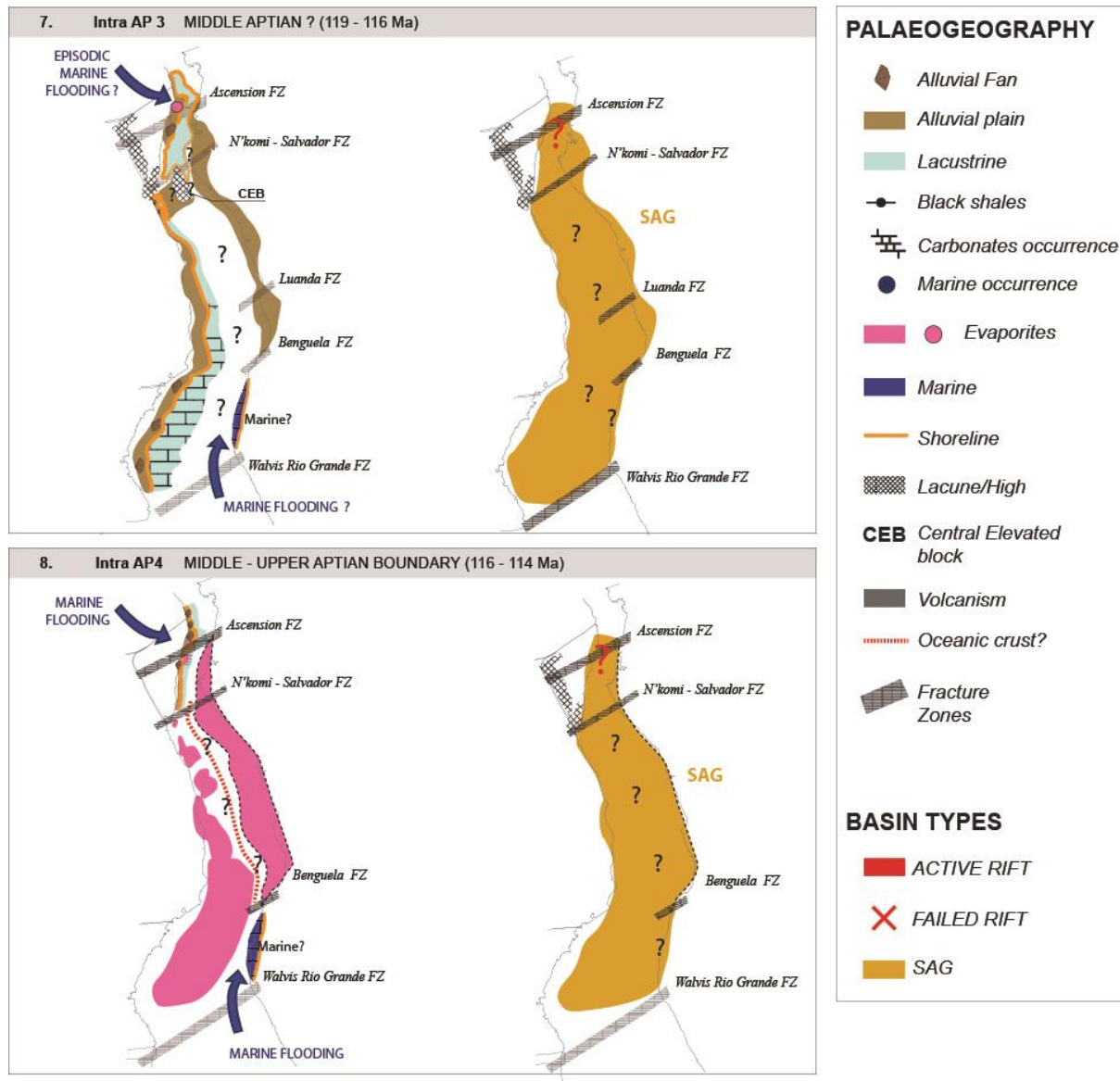


Figure 36: Summary palaeogeographic and geodynamic maps in eight stages from the Berriasian-Valanginian boundary (intra ostracode biozone AS3) to the Middle-Upper Aptian boundary (intra biozone AP4)

2.3.9. Conclusion

Our objective was to establish the **timing of the sedimentary and tectonic evolution** of the Early Cretaceous rift of the central segment of the South Atlantic Ocean by drawing **palaeogeographic and geodynamic maps**.

1. Eight palaeogeographic and deformation maps were drawn from the Berriasian to the Middle-Late Aptian, based on a biostratigraphic (ostracodes and pollen) chart recalibrated on absolute ages (chemostratigraphy, interstratified volcanics, Re-Os dating of the organic matter). Two charts were drawn: a lithostratigraphic and a deformation chart.
2. The central segment of the South Atlantic is composed of two domains that have a different history in term of deformation and paleogeography. The southern domain includes the Namibe, Santos and Campos Basins. The northern domain extends from the Espirito Santo and North Kwanza Basins, in the south, to the Sergipe-Alagoas and North Gabon Basins to the north.
3. We confirmed a two phase evolution of the pre-drift (“rifting”) times, with a rift phase characterized by tilted blocks and growth strata in the inner continental crust followed by a flexural sag basin.
4. Extension started in the northern domain during the Late Berriasian (Congo-Camamu Basin to the Sergipe-Alagoas-North Gabon Basins) and migrated southward. At that time, the southern domain was not a subsiding domain. This is the time of the emplacement of the Parana-Etendeka Trapp (Late Hauterivian-Early Barremian). Extension started in this southern domain during the Early Barremian. The rift phase is shorter in the south (5-6 Ma, Barremian to base Aptian) than in the north (19 to 20 Myr, Upper Berriasian to base Aptian).
5. From the Late Berriasian to base Aptian, the northern domain evolves from a deep lake with lateral highs to a shallower organic-rich one with no more highs. The lake migrates southward in two steps, until the Valanginian at the border between the northern and southern domains, until the Early Barremian, north of Walvis Ridge.

6. The sag phase is of Middle to Late Aptian age. In the southern domain, the transition between the rift and the sag phases is continuous. In the northern domain, this transition corresponds to a hiatus of Early to Middle Aptian age.
7. Marine influences have clearly been occurring since the Early Aptian in the northern domain and the Campos Basin. They seem sharp, with brief flooding coming from the north, i.e. the Tethys-Central Atlantic, through a seaway crossing South America from the Sao Luis, Parnaiba, Araripe and Almada Basins (Arai, 1989). In the absence of data, the importance of these marine floodings episodes in the Santos Basin are still being debated.

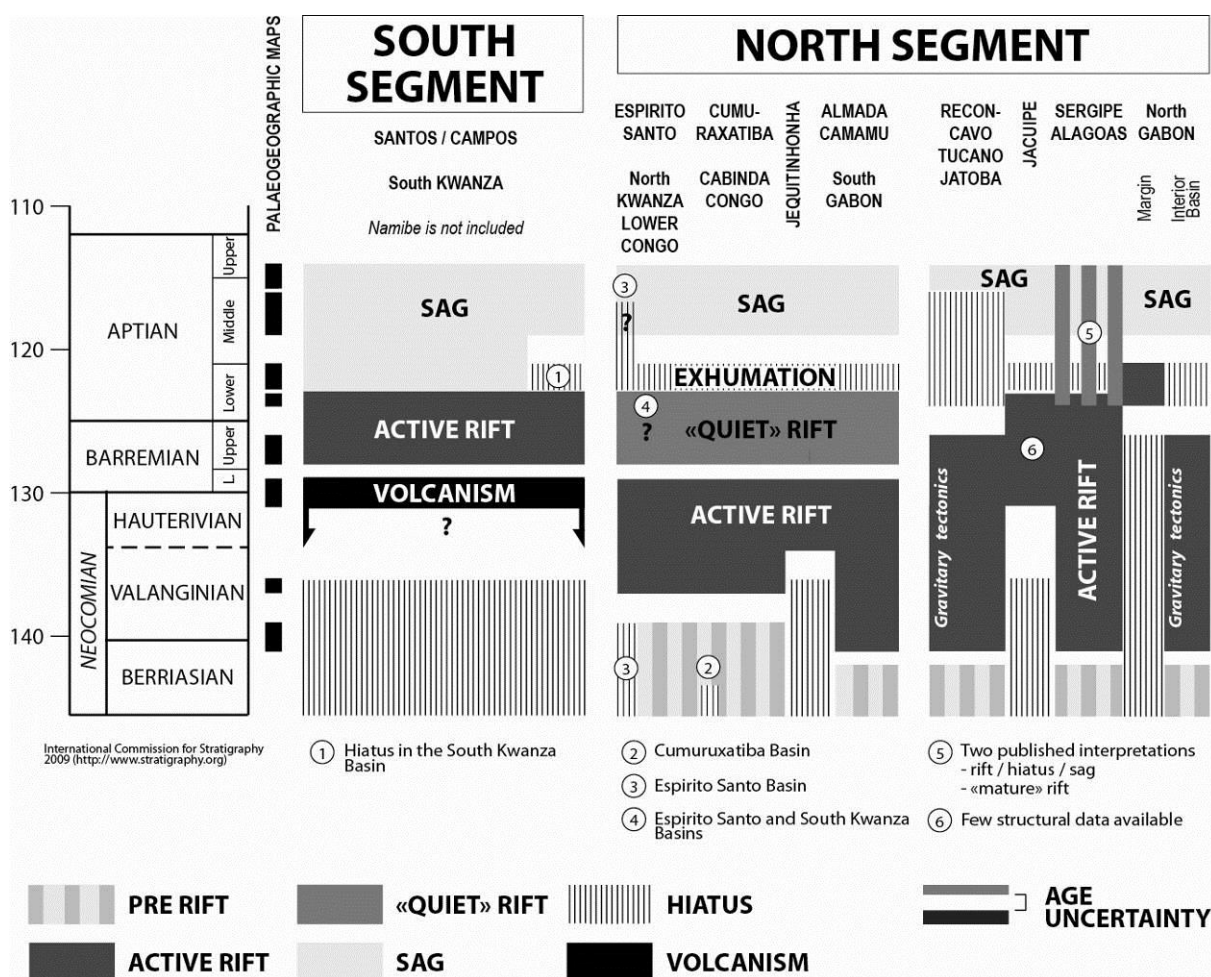


Figure 37: Summary geodynamic chart of the evolution of the central segment of the South Atlantic Ocean based on the age model proposed on Figure 24.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study has been supported by the ANR (French National Research Agency) in the frame of the TopoAfrica project and by the IFP Energies nouvelles in the frame of the project « Climate and sedimentation – South Atlantic opening ». Dr S. Mullin postedited the english style.

2.4. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE

2.4.1. Implications et limites des cartes paléogéographiques à l'échelle de l'Amérique du Sud

Actuellement, il n'existe pas de carte paléogéographique à l'échelle de l'Amérique du Sud à l'Aptien, permettant d'identifier les zones en sédimentation ou érosion, les bassins versants ou encore les environnements de dépôt. Ce travail de synthèse a mis en évidence des points d'incertitudes concernant la paléogéographie. En effet peu de contraintes et de données permettent de préciser les limites des bassins versants ou l'altitude précise des reliefs. Ces paramètres sont pourtant importants car ils contrôlent les flux d'eau et de sédiments via le ruissellement, ou modifient le climat localement. Par ailleurs, dans un contexte de rift, les épaulements peuvent être importants, et leur impact local sur le climat n'est pas négligeable.

Au vu de cette synthèse, nous avons décidé pour la suite des modélisations climatiques de tester l'altitude de forts et de faibles reliefs liés à l'épaulement de rift, et de tester la configuration des bassins versants, en modifiant l'acheminement des flux d'eau.

2.4.2. Contraintes biostratigraphiques et incertitudes temporelles des cartes paléogéographiques à l'échelle du segment Central

Nous proposons dans l'article de synthèse paléogéographique une reconstitution de l'évolution tectonique et sédimentaire du segment Central, avec de nouveaux âges concernant la chronologie des différentes étapes de l'ouverture du segment Central (Figure 36 et Figure 37). Ces nouveaux âges sont obtenus grâce (1) à la corrélation entre les données biostratigraphiques entre les deux marges africaine et brésilienne et (2) à leur calage temporel grâce à des données

d'âges absolus (chimiostratigraphie, datations de volcanisme interstratifié dans les différents bassins, de datation de la matière organique avec la méthode de Re-Os).

La principale limite de ces cartes est la précision des âges que nous proposons, liée à l'hétérogénéité des données biostratigraphiques et d'âges absolus disponibles. Les équivalences biostratigraphiques publiées par Bate (1999) ne permettent pas, par exemple, de corréliser plus haut que la biozonation AS9, et aucune donnée biostratigraphique n'est publiée pour le bassin de Namibe. Or son évolution précoce en bassin *sag* puis marin ouvert n'est pas biostratigraphiquement justifiable et il est possible que son évolution soit similaire à son conjugué, le bassin de Santos. Enfin, les données d'âges absolus sont ponctuelles, et n'apportent pas de contraintes sur l'ensemble de l'ouverture de l'Atlantique Sud, comme par exemple au Néocomien ou à l'Aptien. C'est pour cela que nous proposons un intervalle de temps pour chaque carte, plus qu'un âge précis.

Depuis l'acceptation de cet article, des nouveaux travaux de Poropat & Colin (2012) acceptés dans *Gondwana Research* présentent une synthèse biostratigraphique des différentes chartes existantes pour les marges conjuguées, y associant également des âges absolus en Ma. La corrélation des données biostratigraphiques entre la marge africaine et brésilienne proposée dans leur article est en accord avec nos travaux, mais les âges absolus associés diffèrent, principalement durant le Néocomien et aucune justification ne permet de valider leurs âges.

Dans le futur, une acquisition de données biostratigraphiques et de nouvelles datations permettraient de préciser d'avantage les âges proposés dans nos travaux.

2.5. INFLUENCE DE L'HERITAGE STRUCTURAL

La synthèse paléogéographique à l'échelle du segment Central nous a permis de mettre en évidence deux compartiments, Nord et Sud, caractérisés par une évolution sédimentaire et tectonique diachrone au cours du rifting :

- L'évolution de l'activité tectonique commence par une première phase d'extension au Nord, et caractérisée par la mise en place des blocs basculés, avant de se propager au Sud du segment Central.
- La seconde phase d'extension, de type « sag basin » débute quant à elle dans le secteur Sud avant d'être enregistrée dans tout le segment Central.

Pour certains auteurs (*e.g.* Davison, 1997 ; Aslanian *et al.*, 2009 ; Lentini *et al.*, 2010 ; Reston, 2010), l'héritage structural peut contrôler le type de marge et la subsidence durant l'extension. Ce postulat soulève la question du contrôle de cet héritage sur l'évolution tectonique et sédimentaire diachrone mise en évidence dans le segment Central. L'héritage structural correspond aux différentes structures résultant de l'amalgamation rapide des fragments continentaux à l'origine du Gondwana au Néoprotérozoïque supérieur (entre 750 et 550 Ma). Ainsi, les continents Sud américain et africain sont subdivisés en plusieurs zones, composées de cratons, boucliers et ceintures mobiles (ou sutures Brasiliano/Panafricaine), aires allongées caractérisées par des déformations et/ou du métamorphisme (Figure 38).

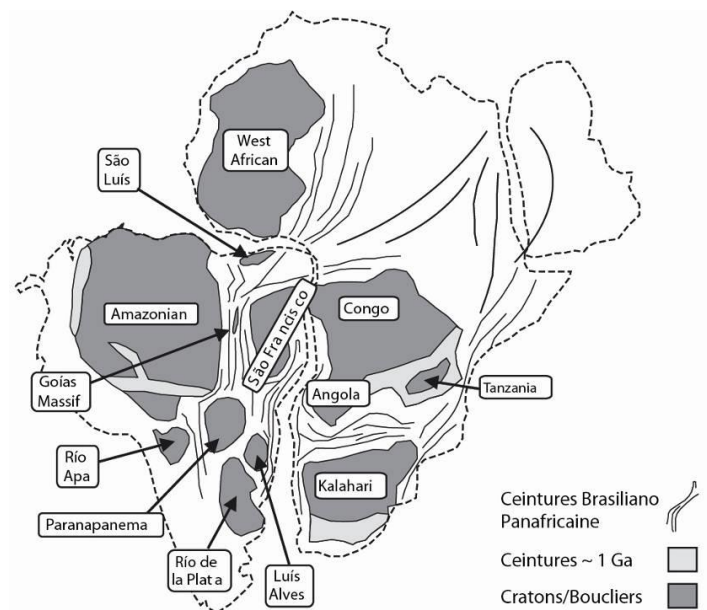


Figure 38:

Mise en évidence des cratons et sutures panafricaines (ou ceintures mobiles sur le Gondwana).

Une asymétrie des paléoenvironnements est remarquable entre la marge brésilienne et africaine au cours du rifting, et est particulièrement mise en évidence pendant la phase de *sag*, durant laquelle la sédimentation semble plus continentale sur la marge africaine (Figure 36). Cette asymétrie est également soulignée par la répartition de l'épaisseur des sédiments déposés durant cette phase, indiquant une subsidence différentielle. Les dépocentres sont localisés le long de la marge brésilienne au Sud (Figure 40), jusqu'à la zone de fracture de Luanda, et sont situés le long de la marge africaine plus au Nord.

Certains auteurs discutent également de l'influence de l'héritage structural sur le type de marge. Les marges dites larges¹⁰, caractérisées par de grandes zones de croûte amincie (Figure 39), sont localisées entre les bassins de Santos et Espirito Santo du côté brésilien, et du côté africain au Nord de la zone de fracture de Luanda. Les marges dites étroites¹¹ (Figure 39), marquées par une extension limitée de la croûte et une brusque rupture topographique, sont quant à elles situées des bassins de Jequitinhonha à Sergipe du côté brésilien, et au niveau du bassin de Namibe en Afrique.

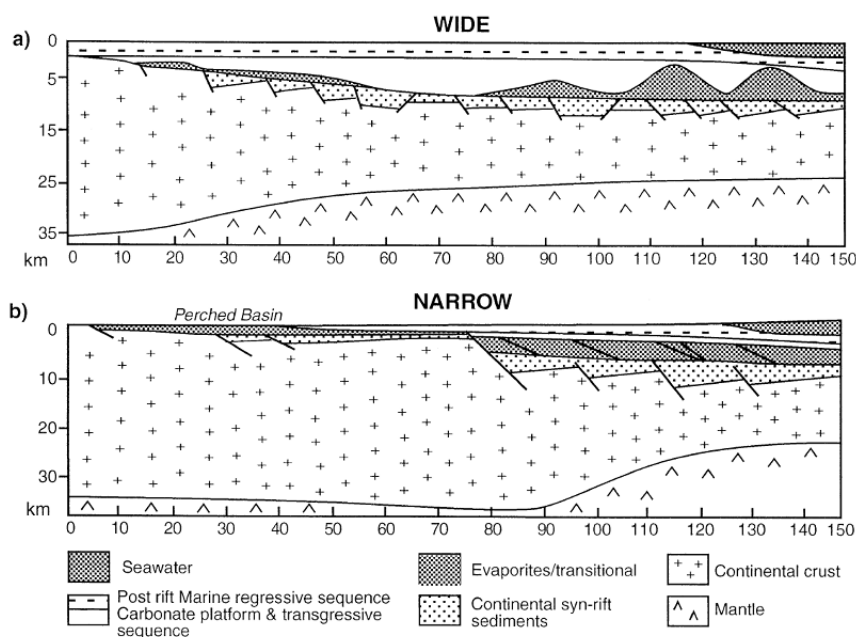


Figure 39: Section perpendiculaire dans le bassin de Santos (a) et Sergipe Alagoas (b), montrant les caractéristiques des marges continentales étroites et larges (d'après Davison, 1997 modifié d'après Chang et al., 1988).

¹⁰ Ce type de marge est désigné par les termes anglosaxons « wide » ou « soft »

¹¹ Ce type de marge est désigné par les termes anglosaxons « narrow » ou « hard »

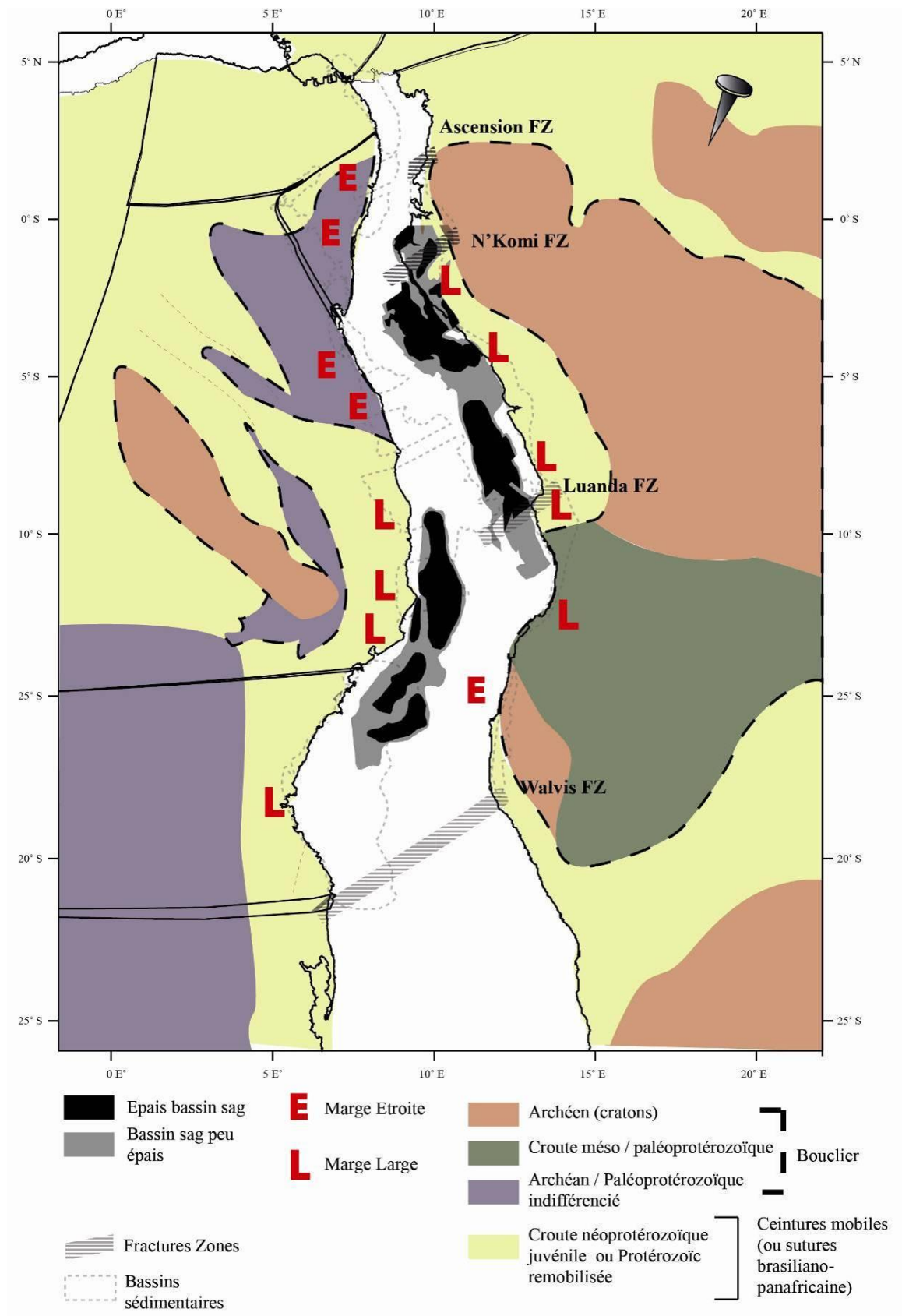


Figure 40: Héritage structural, type de marges, et épaisseur des sédiments de la phase sag.

La figure Figure 40 permet de mettre en parallèle l'héritage structural et de discuter son contrôle sur la répartition du type de marge, et sur la subsidence.

Dans le segment Central, il apparaît effectivement que la localisation des dépocentres se retrouvent au niveau des marges dites larges, le long des ceintures mobiles brasiliano-panafricaine. Au contraire, les marges dites étroites sont localisées à proximité de cratons ou de boucliers (respectivement le bassin de Namibe, et les bassins de Jequitinhona à Sergipe). Il semble que la segmentation, la subsidence et la disparité dans la répartition des styles impliquant une asymétrie de la marge soit effectivement liée à l'héritage structural.

Enfin, les cartes paléogéographiques du segment Central pourraient être utilisées pour contraindre les modèles géodynamiques d'ouverture de l'Atlantique Sud. Les modèles présentent en effet des désaccords sur la chronologie et la synchronicité des différentes phases d'extension (cf chapitre 1.3). La synthèse paléogéographique permet d'imposer de contraintes concernant le diachronisme des phases d'extension, la mise en place de la phase de *sag*, et l'évolution spatiale des phases de rifting.

CHAPITRE III

MODELISATIONS

CLIMATIQUES

CHAPITRE 3 : MODÉLISATIONS CLIMATIQUES	129
3.1. INTRODUCTION	129
3.2. LE SYSTÈME CLIMATIQUE ET SA MODÉLISATION	130
3.2.1. Les composantes.....	130
3.2.2. Les forçages climatiques	130
3.2.2.1. Forçage extérieur : les variations des paramètres de Milankovitch	131
3.2.2.2. Constante solaire.....	133
3.2.2.3. Configuration des continents.....	133
3.2.2.4. Teneur en CO ₂ atmosphérique.....	133
3.2.3. Les modèles climatiques	133
3.3. CHOIX DES OUTILS ET DES SCÉNARIOS.....	137
3.3.1. Choix des outils	137
3.3.2. Choix des scénarios	139
3.4. THE APTIAN EVAPORITES OF THE SOUTH ATLANTIC: A CLIMATIC PARADOX ?	141
3.4.1. Abstract	141
3.4.2. Introduction.....	142
3.4.3. Methods.....	144
3.4.4. Results.....	147
3.4.4.1. Salinity.....	147
3.4.4.2. Climate.....	148
3.4.5. Discussion.....	152
3.4.5.1. Role of Catchment divide and runoff	152
3.4.5.2. Central segment: South versus North.....	153
3.4.5.3. Rift relief.....	155
3.4.5.4. Climatic belt.....	156
3.4.6. Conclusion.....	157
3.5. INFLUENCE DE LA PRESSION DE CO₂ ATMOSPHÉRIQUE ET DE LA PRÉCESSION DES ÉQUINOXES.....	158
3.5.1.1. Températures et précipitations globales	160
3.5.1.2. Température de l'air à la surface.....	160
3.5.1.3. Précipitations.....	162
3.6. COMPARAISON AVEC UN MODÈLE ZOOMÉ LMDZ.....	164
3.7. CLASSIFICATION DU CLIMAT	166
3.8. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE ET PERSPECTIVES	171

CHAPITRE 3 : MODÉLISATIONS CLIMATIQUES

3.1. INTRODUCTION

La présence d'évaporites aptiennes le long des marges brésiliennes et africaines à proximité de l'Equateur, soulève plusieurs questions concernant le contexte climatique au moment de leur dépôt, la position des ceintures humides et donc l'impact du climat sur leur mise en place. Pour répondre à ces questions, nous avons suivi une approche par modélisation numérique.

Les modèles climatiques sont des outils permettant d'étudier les réponses des différentes composantes du climat à des forçages climatiques. La première partie de ce chapitre permet (1) d'aborder les différentes composantes de ces modèles et les différents forçages dont ils dépendent, puis (2) de présenter les outils de modélisation climatique.

Le choix des outils utilisés pour simuler le climat est ensuite justifié, avant de présenter un article publié en 2012 dans la revue *Climate of the Past*. Cet article illustre une partie des modélisations climatiques réalisées dans ce travail de thèse et permet d'aborder les problématiques concernant la mise en place des évaporites. Il vise également à comprendre et expliquer les facteurs de contrôle de la sédimentation des évaporites à proximité de l'équateur au cours de l'Aptien. Les différentes questions et hypothèses soulevées grâce au travail préalable de synthèse paléogéographique (Chapitre 2.2) concernant l'estimation des paléoreliefs (et plus particulièrement l'altitude des épaulements du rift), la limite des bassins versants, et la bathymétrie dans le segment Central seront discutées dans cet article.

Afin d'optimiser les résultats, des tests et résultats complémentaires (variation de la pression de CO₂ atmosphérique, de la précession des équinoxes, et utilisation d'un modèle régional) ont été réalisés et seront présentés dans les sections 3.5 et 3.6.

3.2. LE SYSTÈME CLIMATIQUE ET SA MODÉLISATION

3.2.1. Les composantes

Le climat peut être défini sur plusieurs échelles spatiales allant d'un lieu précis à l'ensemble du globe, et est déterminé par ses conditions météorologiques. Pour comprendre un climat, il est donc nécessaire de connaître ses caractéristiques, comme la température, la pression atmosphérique, l'hygrométrie, *etc.*

Le système climatique est quant à lui défini par l'ensemble des interactions entre les masses circulantes de la Terre, déterminées par l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère et la lithosphère, selon la définition donnée par le FCCC (Framework Convention on Climate Change) en 1992. Toutes ces composantes sont soumises à l'influence du rayonnement solaire, source d'énergie motrice pour les circulations d'air et d'eau. Les systèmes climatiques peuvent donc être résumés par l'ensemble des interactions entre les parties superficielles de la Terre sous l'influence du rayonnement solaire et conditionnant le climat.

Les mécanismes à l'origine des variations temporelles du climat sont multiples, illustrant bien le problème de la complexité du système climatique.

3.2.2. Les forçages climatiques

Un forçage climatique est un changement imposé sur le bilan énergétique planétaire, à l'origine d'un changement dans les températures globales (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005). Ces sources de perturbation peuvent être de deux natures : internes et externes, et valables pour plusieurs échelles de temps (*Figure 41*).

Les forçages internes sont des variations au sein des composantes du système climatique. Ils peuvent être d'origine anthropique (comme actuellement l'augmentation de la pression de CO₂ atmosphérique ou encore la déforestation) ou non anthropique, comme ceux liés aux éruptions volcaniques ou encore à la mise en place ou au retrait des calottes glaciaires.

A plus grande échelle de temps, les forçages internes peuvent être liés aux mouvements des différentes plaques tectoniques. En effet, la collision ou la dislocation de continents peuvent

entraîner la mise en place ou la disparition de courants océaniques, ou la formation de reliefs, à l'origine de modifications du climat global. Des études ont par exemple montré l'impact de la surrection des reliefs (Ramstein *et al.*, 1997 ; Fluteau *et al.*, 1999), de la paléogéographie des continents (Donnadieu *et al.*, 2006), de leur dislocation (Poulsen *et al.*, 2001 2003) sur le climat.

Les forçages extérieurs sont causés par des variations dans les agents extérieurs au système climatique, comme les fluctuations des radiations solaires, ou les variations des paramètres orbitaux terrestres.

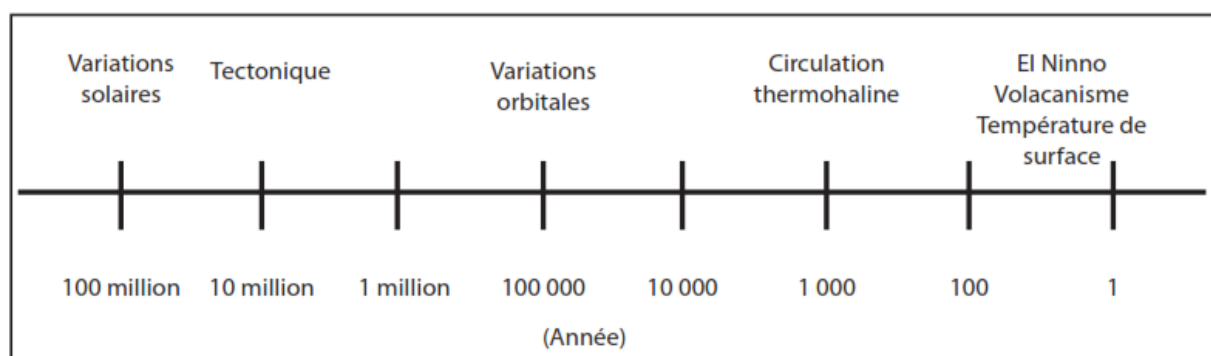


Figure 41: Echelles de temps des différents forçages internes et externes (Sepulchre, 2007)

3.2.2.1. Forçage extérieur : les variations des paramètres de Milankovitch

Les changements climatiques peuvent résulter de variations des paramètres de l'orbite terrestre autour du soleil et de la rotation terrestre, à l'origine de fluctuations de l'insolation reçue à la surface de la Terre. Ces variations d'insolation sont principalement contrôlées par deux paramètres : la distance Terre Soleil et l'orientation de la Terre par rapport au Soleil. La position et l'orientation de ces astres quant à elles relèvent de trois paramètres : l'excentricité de l'orbite terrestre, l'obliquité de l'axe de rotation de la terre et la précession, variant au cours des temps géologiques selon différentes périodes (Figure 42). L'excentricité caractérise le degré d'aplatissement de l'ellipse terrestre, et varie suivant des périodes de 100 000 à 400 000 ans. L'obliquité correspond à l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre, par rapport au plan de l'écliptique. Elle caractérise l'angle entre l'axe de la terre et le plan de l'écliptique. Elle varie sur une période de 40 000 ans. La précession reflète quant à elle deux effets couplés. En effet, l'axe de rotation de la Terre tourne autour d'un axe perpendiculaire au plan de l'écliptique, auquel

s'ajoute la rotation elliptique de la Terre autour du Soleil. Ces deux effets combinés impliquent alors un déplacement progressif des solstices et équinoxes, avec une période de 19000 à 21000 ans. La précession se mesure par l'angle entre le point matérialisant l'équinoxe de printemps (également appelé point gamma ou point vernal) et le périhélie. Pour exemple, le solstice d'été actuellement dans l'hémisphère Nord est proche de l'aphélie, permettant ainsi de tempérer les étés, et de favoriser des hivers moins rigoureux. L'hémisphère Sud est lui dans la situation opposée. Au contraire, il y a 11500 ans, la situation était inversée, et le solstice d'été dans l'hémisphère Nord avait lieu au périhélie de l'orbite, impliquant des étés très chauds et hivers très froids dans cet hémisphère.

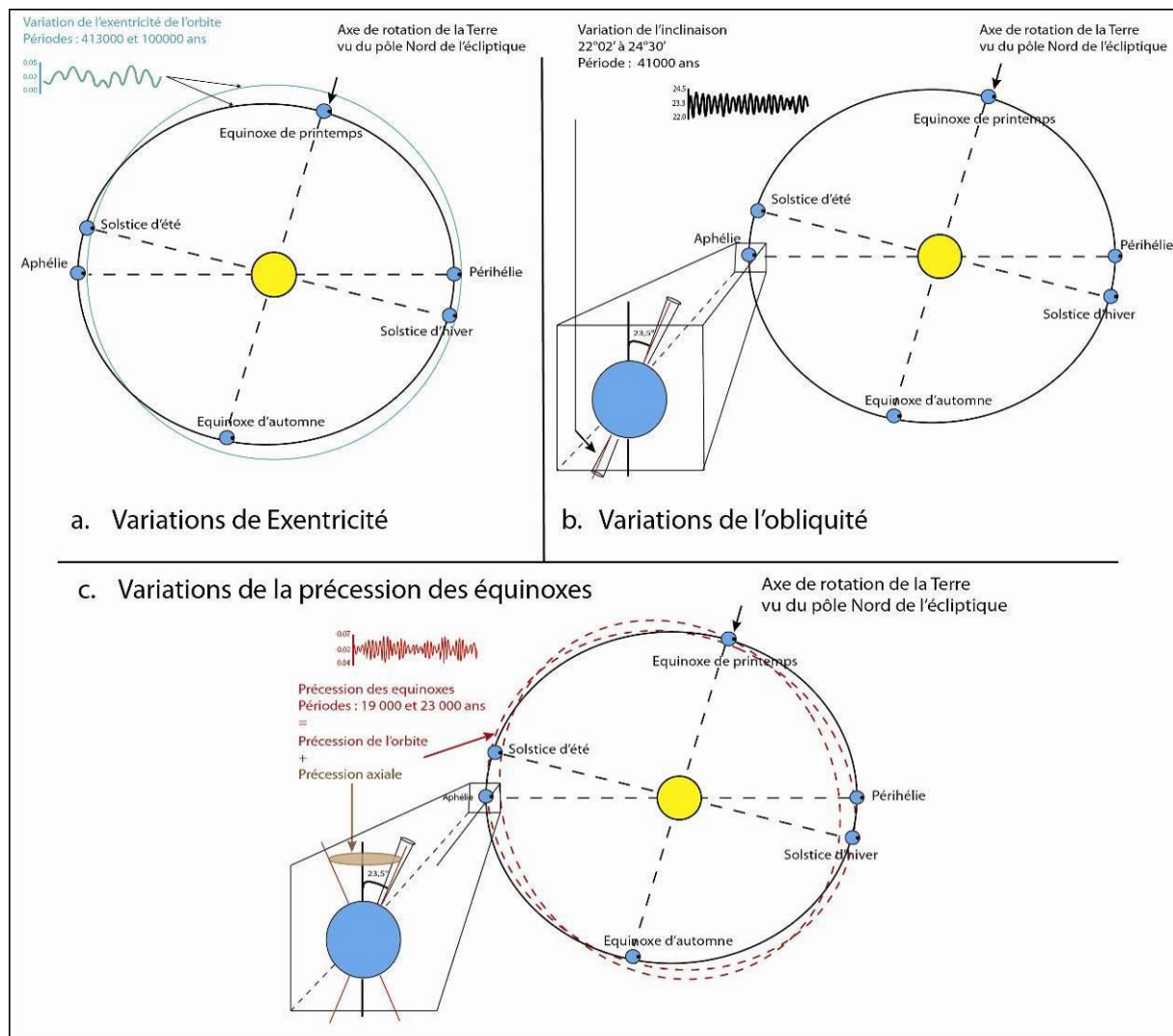


Figure 42: Variations des paramètres orbitaux. (a) Excentricité, (b) Obliquité, (c) Précession (Crowley & North, 1991).

3.2.2.2. Constante solaire

Les changements climatiques peuvent également être liés aux fluctuations de l'activité solaire inhérente aux cycles des taches solaires (11000ans). La radiation reçue à la surface de la terre est modulée en fonction de l'activité solaire, par le biais de zones sombres (sunspots) ou zones claires (faculae) qui respectivement réduisent et accroissent les radiations solaires émises.

3.2.2.3. Configuration des continents

A grande échelle de temps, la position et le relief des continents constituent également un forçage climatique interne pouvant occasionner de grandes variations climatiques. En effet, l'évolution de la position des continents affecte les circulations atmosphériques et océaniques (Donnadieu *et al.*, 2006) par la formation ou disparition d'océan entre deux continents. Par ailleurs, la surrection des reliefs lors par exemple de la collision de deux continents peut également altérer le climat (Ramstein *et al.*, 1997 ; Fluteau *et al.*, 1999, 2001). Ces deux paramètres, position et relief des continents, constituent une condition d'entrée importante des modèles climatiques.

3.2.2.4. Teneur en CO₂ atmosphérique

Enfin, la composition chimique de l'atmosphère, comme la teneur en dioxyde de carbone peut également conduire à des variations climatiques à l'échelle du globe. À longue échelle de temps, les oscillations de la teneur en CO₂ atmosphérique impliquent des réchauffements (comme le Trias ou le Crétacé) et des refroidissements globaux (comme l'Ordovicien, le Carbonifère supérieur).

3.2.3. Les modèles climatiques

Le but des modèles climatiques est de reproduire les processus climatiques, et de prédire les fluctuations causées par des variations des facteurs de contrôle ou leurs interactions. En raison de la complexité des processus mis en jeu et des interactions entre les différentes composantes de ces modèles, de nombreuses simplifications sont effectuées selon chaque modèle. Ainsi il existe actuellement un grand nombre de modèles climatiques à l'échelle globale.

Les deux principales simplifications concernent la prise en compte ou non des processus eux mêmes, et la résolution des modèles dans le temps et l'espace (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005). Cependant, cinq processus principaux sont représentés dans les modèles : (1) la radiation, soit la façon par laquelle sont traitées l'arrivée et l'absorption des radiations solaires par l'atmosphère ou l'océan d'une part et l'émission de radiations infrarouges d'autre part ; (2) les dynamiques, soit le mouvement de l'énergie autour du globe, par les vents, les courants océaniques et les mouvements verticaux (par exemple, la convection, la formation des eaux profondes) ; (3) la chimie, soit la composition chimique de l'atmosphère et les interactions avec les autres composantes (par exemple, les échanges de carbone entre l'océan, le continent et l'atmosphère) ; et enfin (4) la résolution spatio-temporelle (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005).

Selon le degré de complexité ou de simplification de chacune de ces composantes, il existe quatre grands types de modèles (Figure 43):

- Les modèles de bilan d'énergie (ou Energy Balance Model, EBM). Ces modèles à une dimension prédisent les températures de surface (strictement au niveau de la mer) comme une fonction du bilan d'énergie de la Terre.

- Les modèles à une dimension, comme les modèles radiatifs-convectifs (ou Radiative-Convective Models, RCs), sont focalisés par les processus verticaux (processus radiatifs). Ces modèles mettent l'accent sur le calcul des flux de radiation solaire et terrestre, et l'unique dimension fait référence à l'altitude.

- Les modèles à dimensions restreintes prennent maintenant une large variété de formes. Ils traitent les processus de surface et la dynamique. Ils sont souvent représentés soit par deux dimensions horizontales, ou une verticale et une horizontale. Cette dernière configuration est la plus commune, et combine généralement la dimension latitudinale des modèles de bilan d'énergie avec celle verticale des modèles radiatifs-convectifs. Ils ont servi de base pour l'incorporation des processus chimiques dans les modèles globaux, et sont utilisés dans des modèles de Complexité Intermédiaire (ou Earth Models of Intermediate Complexity, EMICs). Leur résolution spatiale plus réduite leur permet de réaliser des simulations climatiques à de plus grandes échelles de temps, du cycle saisonnier au million d'année (Claussen *et al.*, 1999).

- Les modèles de circulation générale (ou Global circulation models, GCMs) tentent de représenter et simuler autant de processus que possible, et produisent une vision en trois

dimensions de l'évolution temporelle de l'état de l'atmosphère ou de l'océan. Les équations fondamentales des GCMs décrivent le mouvement l'énergie, la vitesse des fluides atmosphériques et océaniques, et la conservation de la masse. Pour réaliser des simulations encore plus performantes, les modèles de circulation globale, atmosphérique et océanique, peuvent être couplés. La dynamique de l'atmosphère et de l'océan est ainsi bien représentée, mais la principale limite est alors le temps de calcul, qui approche la dizaine de jours.

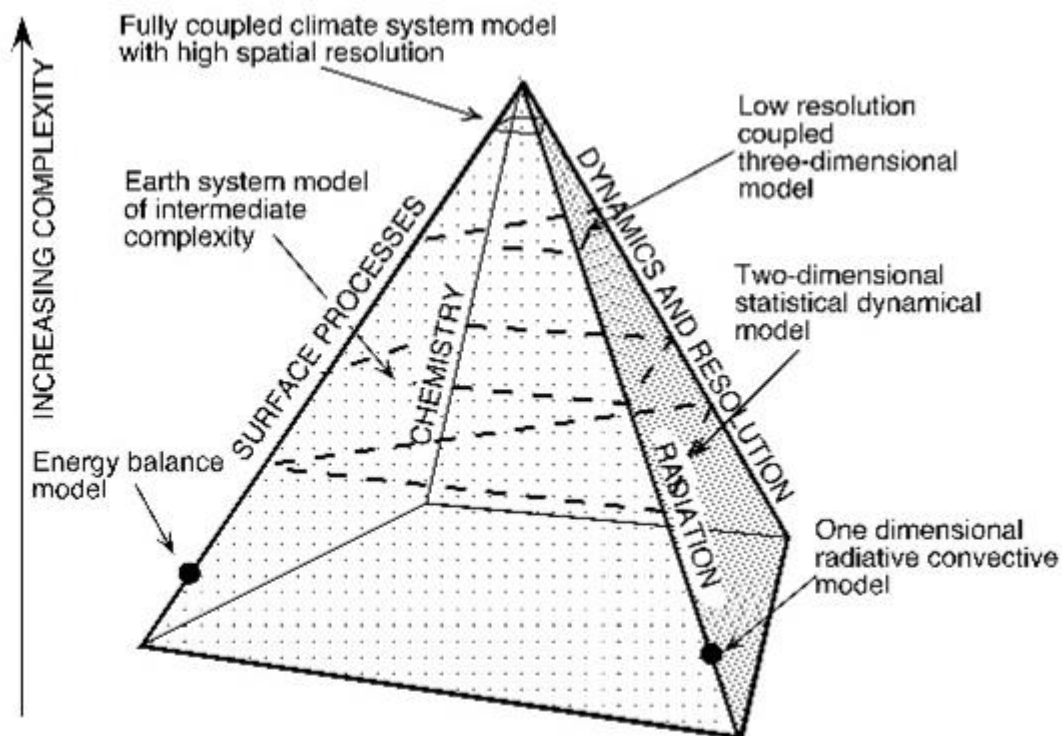


Figure 43: Représentation des différents modèles climatiques selon leur degré de diversité. La position d'un modèle sur la pyramide indique la complexité avec laquelle les quatre processus principaux interagissent. La progression vers le haut de la pyramide indique une meilleure interaction entre chaque processus primaire (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005).

3.3. CHOIX DES OUTILS ET DES SCÉNARIOS

3.3.1. Choix des outils

La question majeure de cette thèse est de comprendre l'impact de la géodynamique et du climat sur le remplissage sédimentaire au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud, et plus précisément sur la mise en place des évaporites. En effet, la présence de la grande série évaporitique déposée à la fin du rifting à proximité de l'équateur est-elle le reflet d'un climat aride à cette époque, ou est-elle principalement influencée par des conditions plus locales contrôlées par la géodynamique ? Les échelles de temps abordées dans ces questionnements sont de l'ordre du million d'année (remplissage sédimentaire, évolution tectonique).

Plusieurs restrictions ont décidé du choix des modèles. Pour modéliser le climat à l'Aptien supérieur, nous avons besoin d'un modèle ayant une bonne représentation des processus de la dynamique de l'océan (pour s'intéresser particulièrement aux variations de salinité) et de l'atmosphère (pour quantifier les précipitations et températures). Au vu des incertitudes liées à l'altitude des épaulements de rift, aux limites des bassins versants, à la bathymétrie, plusieurs tests ont été envisagés, soulevant le problème du temps de calcul, une condition limitante. Pour modéliser le climat à l'Aptien supérieur, notre choix s'est alors porté sur deux Modèles de Climat Global (GCMs).

Nous avons utilisé dans un premier temps le modèle couplé FOAM, (développé à l'Université de Chicago), avec deux composantes: océanique et atmosphérique. La résolution de ce modèle est assez grossière pour la grille atmosphérique, avec une résolution de 4.5° latitude × 7.5° longitude (figure 44a) et 18 niveaux verticaux (soit approximativement 499 km x 817 km), et plus fine pour la grille océanique, avec une résolution de 1.4° latitude × 2.8° longitude (figure 44b) et 24 niveaux verticaux (approximativement 155 x 305 km). Une dizaine de jours de calcul est nécessaire pour atteindre un état d'équilibre.

La résolution de ce modèle étant un peu faible comparée à notre zone d'étude (soit approximativement 600 km x 2500 km), nous avons dans un second temps utilisé un autre modèle, LMDZ (développé au Laboratoire de Météorologie Dynamique), afin d'affiner les résultats des modélisations, et de les comparer avec le premier modèle. La résolution de ce modèle est beaucoup plus fine, avec 144 points de latitude, 108 points de longitude, et 19

couches verticales pour l'atmosphère au centre du zoom (figure 44c). Dans ce modèle, seule la composante atmosphérique est représentée, limitant ainsi le temps de calcul.

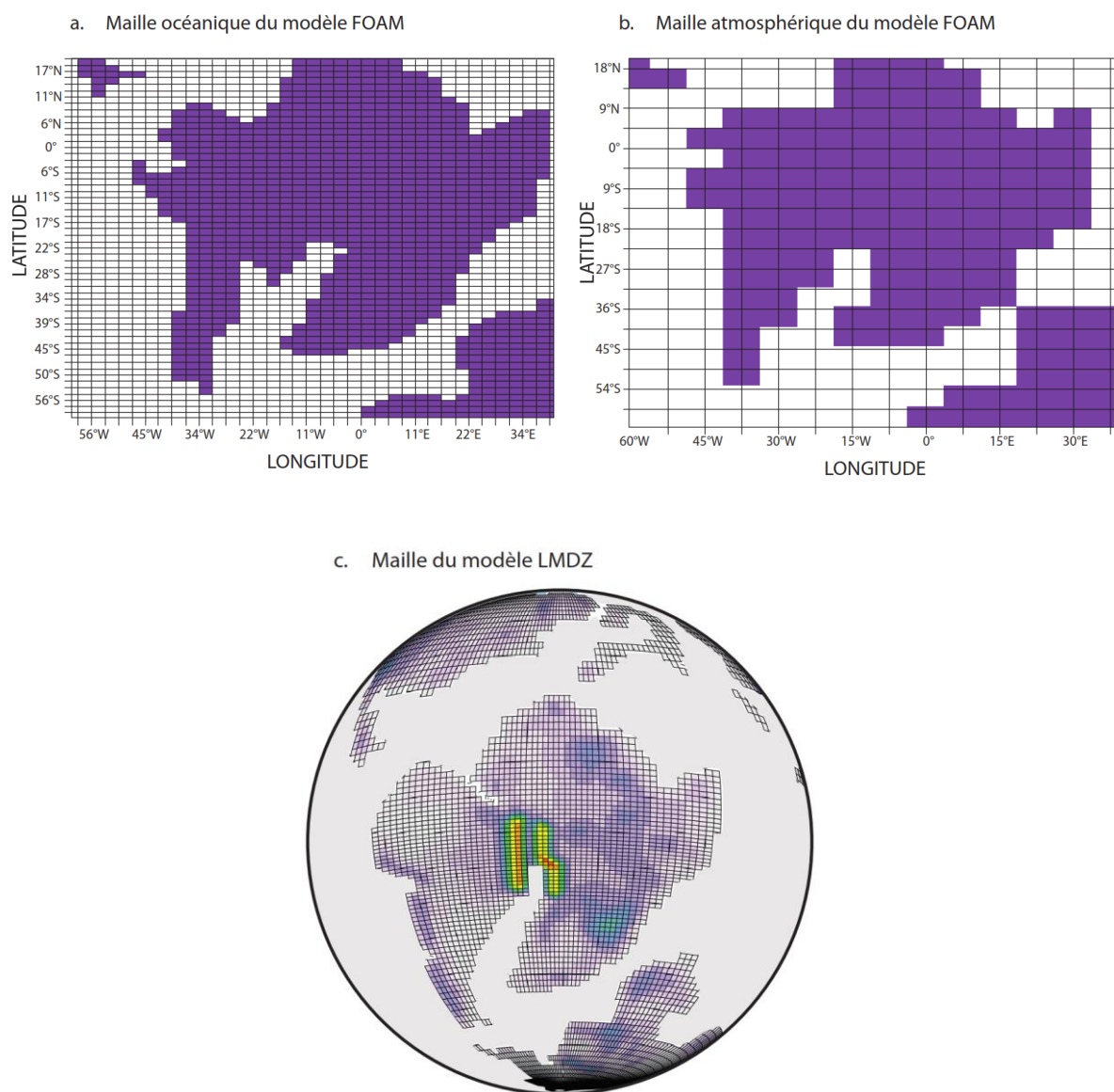


Figure 44 : (a) résolution de la composante atmosphérique du modèle climatique FOAM sur la paléogéographie Aptienne ; (b) résolution de la composante océanique du modèle climatique FOAM sur la paléogéographie Aptienne ; (c) résolution du modèle climatique LMDZ.

Les modélisations présentées dans les chapitres suivants ont principalement porté sur l'Aptien supérieur, en raison du paradoxe entre la présence d'évaporites et leur localisation proche de l'équateur. Cependant, d'autres simulations ont été réalisées, avec le modèle climatique FOAM pour l'Aptien inférieur et l'Albien inférieur. Ces dernières sont présentées en Annexes 4 et 5.

3.3.2. Choix des scénarios

Nous avons vu précédemment qu'il existe plusieurs types de forçages pouvant être à l'origine des variations climatiques (variation des paramètres orbitaux, constante solaire, configuration des continents, teneur en CO₂ atmosphérique). A l'exception de la constante solaire qui peut être calculée grâce à la loi de Gough (1981), il est difficile de restaurer précisément l'altitude des reliefs, ou de reconstituer les paramètres orbitaux de l'époque. Plusieurs scénarios et tests de sensibilité ont donc été envisagés.

Il est particulièrement difficile de reconstituer les variations orbitales de ces différents paramètres sur de grandes échelles de temps, en raison du comportement chaotique des orbites des planètes. Selon McGuffie & Henderson-Sellers (2005), « l'incertitude des calculs est multipliée par 10 tous les 10 Millions d'années », et « les variations de ces différents paramètres ne peut pas être estimée à plus de 40-50 Ma ». Pour cette raison, les conditions aux limites des modélisations liées aux paramètres orbitaux ont été fixées aux valeurs actuelles dans un premier temps, à l'exception de la section 3.5, consacrée à l'impact de la variation de la précession sur le climat à l'Aptien supérieur. Cette dernière joue en effet un rôle majeur sur la saisonnalité des climats. Des études ont par ailleurs montré l'impact des cycles de précession sur le climat (Barron *et al.*, 1985; Floegel *et al.*, 2005; Floegel & Wagner, 2006), et particulièrement sur les cycles hydrologiques au Crétacé moyen supérieur.

L'évolution de l'insolation solaire peut être calculée, grâce aux travaux de Gough (1981), sur de grandes périodes de temps. Elle a donc été calculée à une valeur 1351,6 W/m² pour notre étude, et a été utilisée pour toutes les simulations présentées dans cette thèse.

La paléogéographie des continents à l'échelle globale est issue des travaux de Sewall *et al.* (2007) pour l'Aptien inférieur, à laquelle plusieurs modifications ont été apportées pour les continents Sud-Américain et Africain. Le littoral le long des marges brésilienne et africaine a été modifié, pour qu'une langue marine soit présente dans le segment Central, et pour simuler ainsi l'évolution de la salinité. Cette dernière a été ainsi utilisée comme diagnostic, pour déterminer la présence de conditions favorables à la mise en place des sels. Les limites du modèle ne permettant pas de simuler une bathymétrie inférieure à 40 m, la validité de cette valeur sera discutée dans le chapitre 3.4.5.1. Les cartes paléogéographiques réalisées à l'échelle de l'Amérique du Sud (chapitre 2.2) ont mis en évidence les incertitudes concernant les limites et la position des bassins versants, et donc l'acheminement des eaux issues du ruissellement. C'est pourquoi deux configurations ont été envisagées. Dans la première, les bassins versants

convergent vers le centre du rift, alors que dans la seconde configuration, les bassins versants divergent et le ruissellement est dirigé à l'extérieur du rift. Le travail de synthèse paléogéographique à l'échelle du segment Central a permis de discuter les reliefs des épaulements de rift au cours du rifting, supposés maximum au Valanginien. Cependant, aucune indication ne nous permet de préciser une altitude au moment du dépôt du sel. Par conséquent, pour évaluer le forçage du relief du rift à l'Aptien supérieur, deux altitudes ont été testées, définies à 900 mètres et 3000 mètres.

De récentes études (Passalia, 2009 ; cf chapitre 1.6.1) ont montré que les teneurs en CO₂ atmosphérique pouvaient varier entre 700 et 1400 ppmv au Crétacé inférieur. Les valeurs de la pression de CO₂ atmosphérique ont donc été dans un premier temps fixées à 1400ppmv, puis un test de sensibilité a été effectué avec une valeur plus faible, de 700 ppmv.

3.4. THE APTIAN EVAPORITES OF THE SOUTH ATLANTIC: A CLIMATIC PARADOX ?

A.-C. Chaboureau^{1,2,3}, *Y. Donnadieu*², *P. Sepulchre*², *C. Robin*¹, *F. Guillocheau*¹, *S. Rohais*³

1: Géosciences Rennes (UMR CNRS 6118), Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 263 av. du Général Leclerc, Rennes 35042 Cedex, France

2: Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, CNRS-CEA, CEA Saclay, Orme des Merisiers, Bat. 701, F-91191 Gif-sur-Yvette Cedex, France

3: IFP Energies nouvelles, 1 et 4 Avenue de Bois-Préau, 92852 Rueil-Malmaison, France

Correspondence to: A.-C. Chaboureau (anne-claire.chaboureau@univ-rennes1.fr)

3.4.1. Abstract

For a long time, evaporitic sequences have been interpreted as indicative of an arid climate. Such systematic interpretations led to the suggestion that the Central segment of the South Atlantic (20°-0°) was characterized by an arid climate during the upper Aptian. Indeed, synchronous to this period that corresponds to the rifting and to the opening of this part of the South Atlantic, a large evaporitic sequence spreads out from the equator to 20°S. Using the fully ocean atmosphere coupled model FOAM, we test the potential for the Aptian geography to produce an arid area over the Central segment. Sensitivity to the altitude of the rift shoulders separating the Africa and the South America cratons, to the water depth of the Central segment and to the drainage pattern have been performed. Using seawater salinity as a diagnostic, our simulations show that the southern part of the Central segment is characterized by very high salinity in the case of catchment areas draining the water out of the Central segment. Conversely, whatever the boundary conditions used, the northern part of the Central segment remains humid and salinities are very low. Hence, we conclude that the evaporites deposited in the southern part of the Central segment may have been controlled by the climate favouring aridity and high saline waters. In contrast, the evaporites of the northern part can hardly be reconciled with the climatic conditions occurring there and may be due to hydrothermal sources. Our interpretations are in agreement with the gradient found in the mineralogical compositions of the evaporites from the North to the South, i.e. the northern evaporites are at least 4 times more concentrated than the southern one.

3.4.2. Introduction

Several aspects of the Early Cretaceous (anoxic events, associated biological crises, high volcanic activity) make it a very well-studied period, representing a pivotal transition in the global climate system. Despite some short periods of cooling in the Lower Cretaceous (Frakes and Francis, 1988; De Lurio and Frakes, 1999; Price, 1999), this period is characterized by warm polar and tropical temperatures (Frakes, 1999; Puceat *et al.*, 2007), and marked by a gradual warming from Aptian-Albian age to Cenomanian age (Clarke and Jenkyns, 1999; Huber *et al.*, 1995; Puceat *et al.*, 2003).

The Aptian-Albian boundary, 112 million years ago (hereafter Ma), turns out to be a key-period of the Cretaceous with major shift in the paleogeography with the breakup of the Gondwana supercontinent leading to the separation of the South America and Africa (Nürnberg and Müller, 1991; Austin and Uchupi, 1982; Rabinowitz and LaBrecque, 1979). During the latest stage of the breakup at the upper Aptian, a massive evaporitic sequence, from 1 to 2 km thick, was deposited along the Brazilian and African margins (Figure 45 1 a and b) (Asmus and Ponte, 1973; Brognon and Verrier, 1966; Butler, 1970; Mohriak *et al.*, 2008; Mohriak and Rosendahl, 2003) in 1 to 5 millions of years (Davison, 1999; Doyle *et al.*, 1977; Doyle *et al.*, 1982; Mussard, 1996; Teisserenc and Villemin, 1990). These evaporites are located in the entire Central segment between the Walvis-Rio Grande Fracture Zone and the Ascension Fracture Zone (Figure 45). At that time the equatorial segment, further North, also recorded locally evaporite deposition (Figure 45 a). According to recent plate kinematic models, these segments were localized near the equator at that time, between 0 and 20°S for the Central segment, where massive evaporites were deposited (Moulin *et al.*, 2010; Torsvik *et al.*, 2009). Actually, modern evaporites are deposited in semi arid to hyper arid desert, around 20°-30° North and South of the Equator (Warren, 2006). These evaporites in the Central and Equatorial segments close to the equator raise many questions about the occurrence and the position of humid climatic belt at this time.

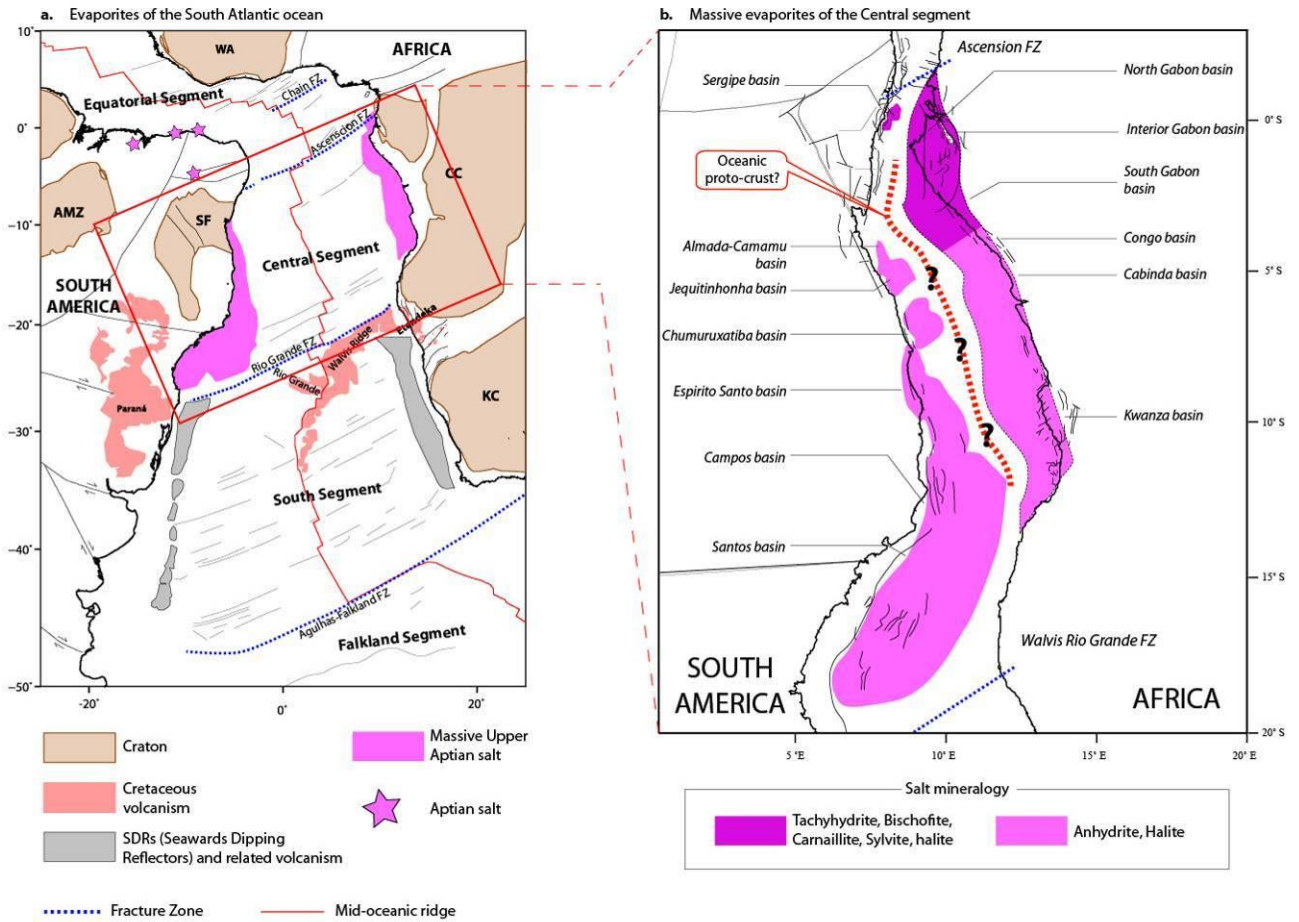


Figure 45: (a) Location of the Central segment and the salt sequence along the Brazilian and African margin (modified from Moulin *et al.*, 2010). WA, West Africa Craton; CC, Congo Craton; KC, Kalahari Craton; AMZ, Amazonia Craton; SF, Sao Francisco Craton; FZ, Fracture Zone. (b) Mineralogy of the massive evaporites in the Central segment, at time of filing, according to the cinematic reconstruction of Moulin *et al.* (2010).

In addition to the massive nature of the evaporites of the Central segment, another feature is their mineralogical composition (Figure 45 b). They contain (1) a small proportion of calcium sulfate compared to the abundance of chloride minerals (sylvite, carnallite and bischofite), and (2) an unusual calcium chloride salt, the tachyhydrite, in large thicknesses (Belmonte *et al.*, 1965; de Ruiter, 1979; Meister and Aurich, 1971; Teisserenc and Villemin, 1990; Wardlaw, 1972), which precipitates in highly saline brines in excess of 370 psu. Although these peculiar evaporites constitute a large proportion of the total salt deposited, they are essentially localized in the Northern part of the Central segment, in the basins of Sergipe, Alagoas, Gabon, and Congo, near the equator according to the palaeogeographic reconstructions (Moulin *et al.*, 2010), (Fig 1b). Further south, evaporites mainly consist of gypsum and halite, which precipitate in the lower salinity brines, respectively between 150 and 300, and 300 and

370 psu (Holser, 1979). To explain the presence of the unusual evaporites to the North, Hardie (1990) suggested a hydrothermal water-rock interaction, probable in continental extensional basins, tectonically and magmatically active. This hypothesis raises the question of the role of geodynamic in the development of these evaporites.

Finally, although evaporites are essentially dependent on the climatic conditions, which determines the evaporation rates of sea water and the concentration of the solutions, they also depend on the isolation of the basin. The latter is controlled by the influx of waters with lower salinity, supplied by seawater or by a fluvial tributary and by the connection with an ocean or a sea, which supplies water of reduced salinity. When the total volume of seawater and freshwater input is lower than the water loss (evaporation), the water evolves to hypersalinity, and allows the deposition of different evaporitic minerals. We can finally ask the question of the influence of paleogeography on the deposition of the South Atlantic evaporites.

Given the location of evaporites, their high mineralogical variability, and the geodynamic specific context during their deposit, crucial issues need to be assessed: What was the climate during the salt deposit and what was the role of the paleogeography? How do these factors have controlled the evaporitic sedimentation in the Central segment, and the repartition of the different evaporites mineralogies? To investigate these questions, we simulate the salinity of the Central Segment at the upper Aptian using realistic boundary conditions and a fully coupled ocean atmosphere model, FOAM. Given the uncertainties on the boundary conditions, a suite of sensitivity experiments is performed (bathymetry, topography).

3.4.3. Methods

The model experiments were performed with the Fast Ocean-Atmosphere model (FOAM) developed by Jacob (1997). FOAM successfully simulates many aspects of the present-day climate and compares well with other contemporary medium-resolution climate models; it has also been used previously to investigate Cretaceous and Neoproterozoic climates (Donnadieu *et al.*, 2006; Poulsen *et al.*, 2001; Poulsen *et al.*, 2003; Poulsen *et al.*, 2002). This model is a fully coupled ocean-atmosphere general circulation model. The atmosphere component has a horizontal resolution of R15 (4.5° latitude × 7.5° longitude, approximately 499 km × 817 km) and 18 levels in the vertical. The ocean component has 24 vertical levels and a horizontal resolution of 1.4° latitude × 2.8° longitude, approximately 155 km × 305 km. A coupler links the

ocean and atmospheric models. The experiments were integrated for 1000 years without flux corrections or deep ocean acceleration. During the last 100 years of model integration, there is no apparent drift in the upper ocean (between the surface and 300 m depth), and less than 0,05 °C/year change in globally averaged ocean temperature. The results discussed above correspond to the mean climate averaged over the last 50 years.

Numerical climate modeling is subject to uncertainties, as simulations are highly dependent on the prescribed boundary conditions. Here we attempt to provide our model with boundary conditions that are constrained at best for the Aptian. First, all simulations share the early Aptian global paleogeography of Sewall *et al.* (2007) in which we slightly modified the mountain reliefs and the shorelines (Figure 46 2). The elevation of the Andes was fixed to 900m above sea-level (hereafter asl) due to the presence of back-arc basins with marine sedimentation along the Andes (Legarreta and M.A., 1991; Uliana and Legaretta, 1993), involving a relatively low relief. Shoreline along Argentina was also amended, according to several sedimentological studies involving alluvial to lacustrine depositional environment in several basins located along the Argentina margin, i.e. the San Jorge basin (Homovc *et al.*, 1995; Paredes, 2007), the Valdez-Rawson basin (Milani and Thomaz Filho, 2000; Otis and Schneidermann, 2000), the Salado basin (Milani and Thomaz Filho, 2000), and the Colorado basin (Milani and Thomaz Filho, 2000). Shorelines along the Africa were also modified according to paleogeographic maps of Guillocheau *et al.* (2008). The last change concerns the Central segment that was still continental on the reconstruction of Sewall *et al.* (2007). However, the salt from the Central segment was deposited in a marine setting but during the late Aptian rather than the early Aptian. In order to account for the fact that we want to simulate the late Aptian time period, we have modified the shorelines along the brazilian margin by changing some land points into oceanic points. From this we ran four experiments to test the impact of topography, surface water routing, and bathymetry on global and regional climate. Table 1 summarizes the detailed boundary conditions of the four simulations.

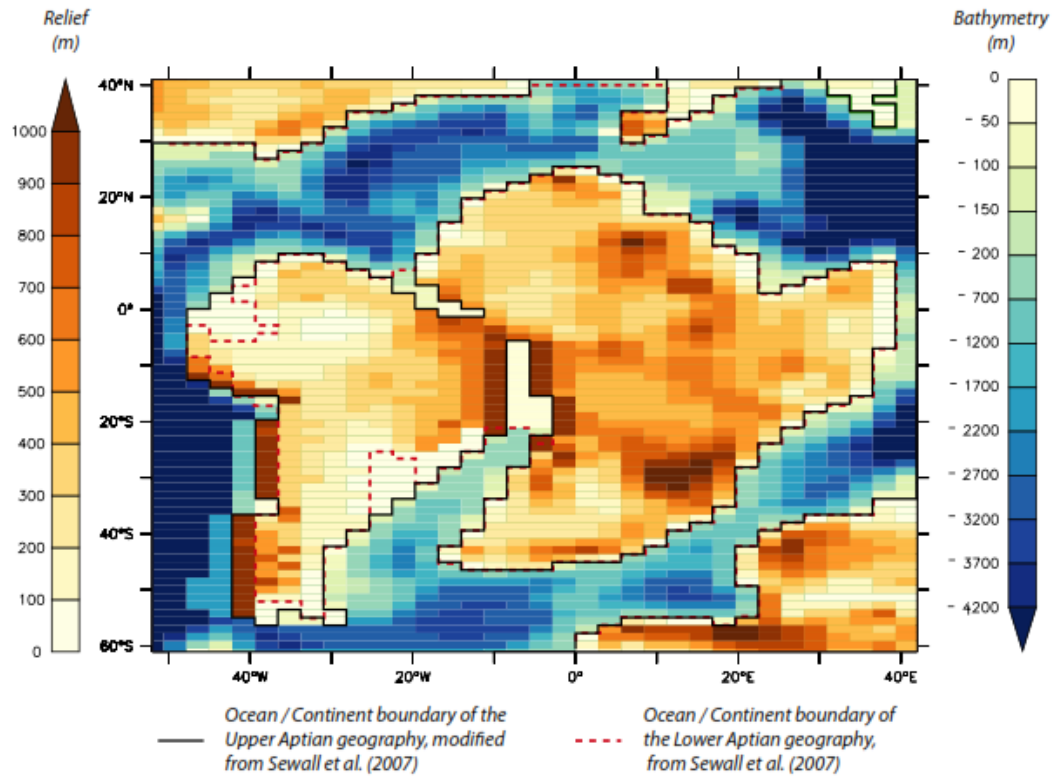


Figure 46: Topography and bathymetry used in the GCM Model, from Sewall *et al.* (2007)

First, the configuration of the watersheds was tested with rift shoulders height fixed to 900m asl and a shallow bathymetry of 40m in the Central segment to get as close as possible to shallow conditions, and to allow the stability of the model. The catchments of the rift shoulders were imposed to be directed outside of the Central segment in a first simulation (TopoA), and towards the Central segment in a second run (TopoB, see Tableau 1). In a second time, and because of the uncertainties on the paleobathymetry during the evaporites deposition, bathymetry was deepened and fixed to 200 m in the Central segment (Bathy). Finally the rift altitude was changed to 3000m asl (Topohigh). In all other aspects, the boundary conditions were identical. The atmospheric CO₂ was kept constant and fixed at 1120 ppm, a high value typical of the Cretaceous (Royer *et al.*, 2004). The solar constant was fixed to 1351,6 W.m⁻² according to the stellar evolution predicted by Gough (1981). Earth orbital parameters were set to present-day values. The vegetation was imposed according to Sewall *et al.* (2007).

	Topography (m)	Bathymetry (m)	watershed boundaries	CO ₂ (ppm)	Vegetation	Orbital parameters
TopoA	900	40	Diverge outside of the Central segment	1120	Sewall et al. (2007)	Default Exc: 0.0167 Obl: 23.446 Prec: 77.96°
Bathy	900	200	Diverge	1120	Sewall et al. (2007)	–
TopoB	900	40	Converge	1120	Sewall et al. (2007)	–
TopoHigh	3000	40	Diverge	1120	Sewall et al. (2007)	–

Table 3: Description of the different simulations

3.4.4. Results

3.4.4.1. Salinity

Simulated surface salinity within the central segment varies strongly with the model settings used (Figure 47). In TopoA simulation, it ranges from 35 to 40 psu. The highest values are recorded at 18°S, in the middle of the segment. Salinity values simulated in TopoB are far lower than TopoA, ranging from 20 to 35 psu (Figure 47). Runoff, similar to the TopoA simulation, is in this case directed inside the Central segment and is much higher in the north than in the south. This input of fresh water in the segment explains the lower values of salinity. In the Bathy case (Figure 47), simulated salinities are very similar to those from the TopoA simulation, but slightly lower in the south. In this area, maximum values are not higher than 39.1 psu. Salinity decreases gradually towards the north of the Central segment, reaching values of about 35.7 psu. Finally, with the establishment of a large rift relief in the TopoHigh simulation (Figure 47) and a watershed configuration similar to the TopoA simulation, the north-south salinity gradient in the Central segment is greater than for the TopoA simulation. Indeed in TopoHigh run, salinities exceed 40 psu, and decrease sharply to the north, reaching values close to 31 psu. This is the result of the modifications simulated in the runoff distribution. In details, runoff increases largely to the northwest of the rift (400 cm.an⁻¹ to the northwest and 0 to 10 cm.an⁻¹ in the East). Whatever the bathymetry, topography or configuration of watersheds, the North Central segment still has lower salinity values. Further north, in the equatorial segment, the salinity is very low in all simulations and reflects the runoff routing, directed to the north. Finally high surface salinity is recorded to the South-West of the Eurasia continent (not shown),

until 41 psu, and is in good agreement with the evaporites referenced here (Chumakov *et al.*, 1995).

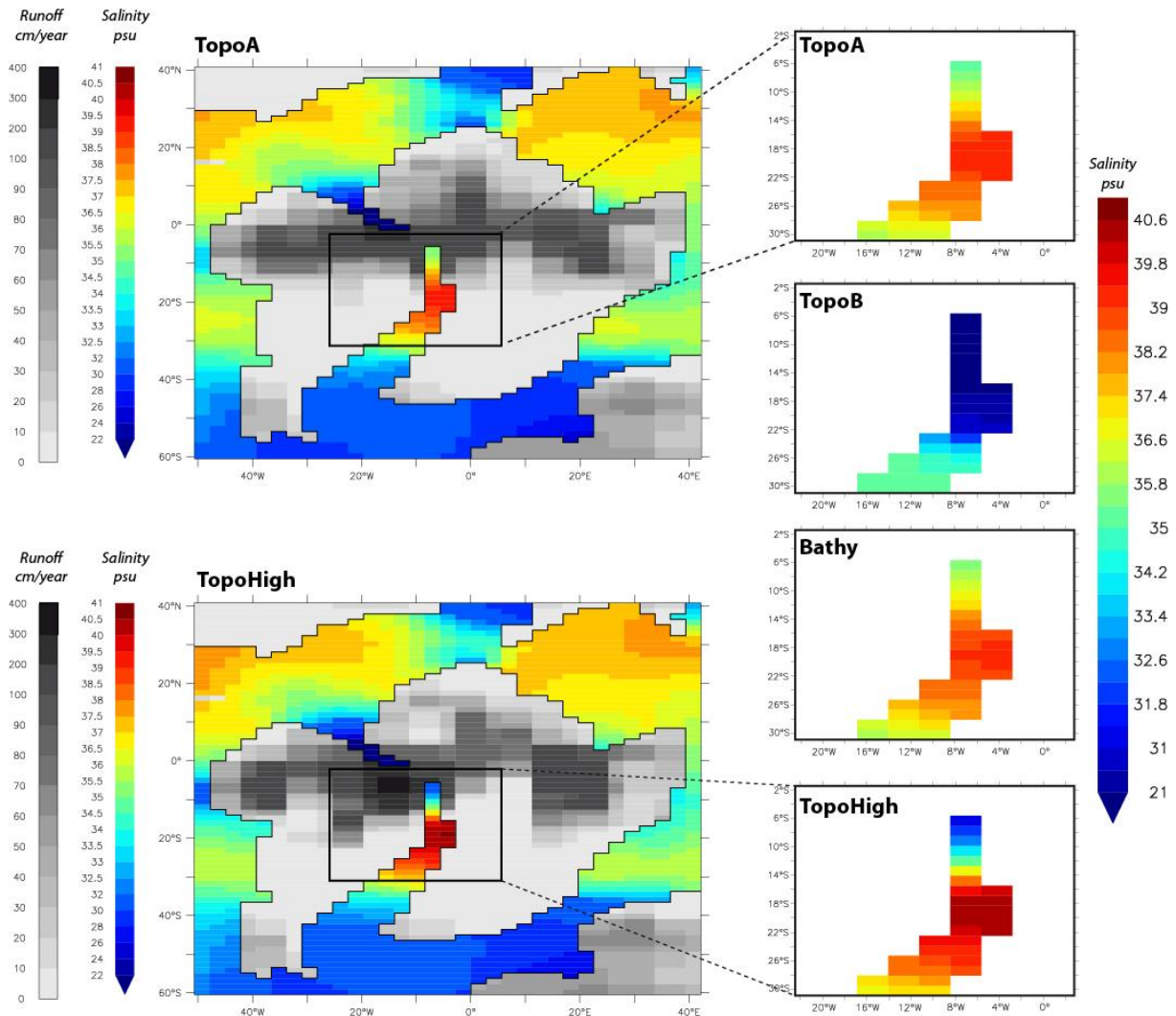


Figure 47: Annual surface salinity (psu) and annual runoff (cm.year⁻¹) for the TopoA, TopoB, Bathy and TopoHigh runs. The white to black color scale represents the runoff and the blue to red scale the salinity

3.4.4.2.Climate

We quantify the aridity of the climate with the precipitation minus evaporation diagnostic (p-e). On the Figure 47, we present annual P-E distribution for the TopoA and the TopoHigh runs. Indeed, the general pattern of the mean annual P-E is similar for the TopoA, TopoB and Bathy runs. For these three runs, the north of America and Africa is affected by a strongly positive P-E, around 5 mm/day, indicating that precipitations dominate. On the contrary, the south of these continents is characterized by a negative P-E, around -1 mm/day.

The Central segment, located between 0 and 22°S is also affected by both of these climatic regimes. In the northern part, the Central segment is characterized by positive P-E values, ranging from 1 to 4 mm/day. The southern part of the Central segment presents negative values of P-E, until -2.5 mm/day. The establishment of a high rift relief (Figure 48 b) induces a more positive P-E in the North of the basin, near 6 mm/day, and slightly more negative P-E in the South, around -3 mm/day. Northern Gondwana (20°S to 20°N) is affected by a strong rainfall seasonality driven by the latitudinal shift of the ITCZ (Figure 49). The positive value of P-E to the North of the Central segment is caused by intense rainfalls that occur during the austral spring, summer and autumn (Figure 49c). This is due to the shift of the Intertropical Convergent Zone (ITCZ) over the equatorial areas.

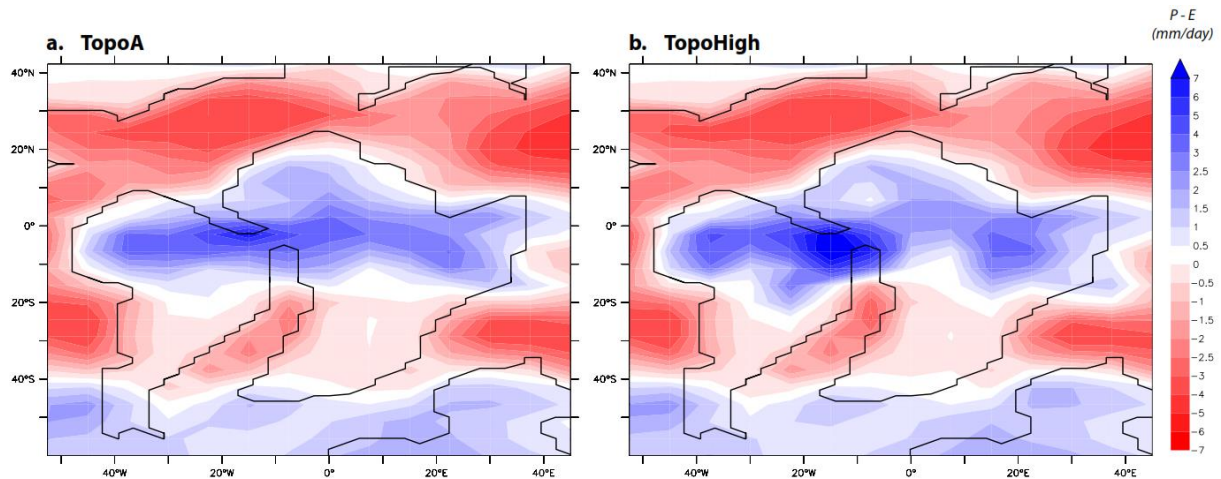


Figure 48: Annual P-E (precipitation minus evaporation) for the TopoA and the TopoHigh simulations. Positive blue (negative red) colors represent precipitation (evaporation) mechanisms.

The North of the Central segment, near the equator, is located below the ITCZ and is then characterized by high precipitations, up to 12 to 14 mm/day in austral summer and autumn seasons (Figure 49 c). However during the austral winter, the precipitation are weak, with less than 2 mm/day (Figure 49a), because of the shift of the ITCZ to northern latitudes. The South of the Central segment, away from the equator, is less affected by the seasonal oscillation of the ITCZ and is characterized by weak rainfall in all the year, less to 4 mm/day (Figure 49a). During the austral winter and spring, the rainfalls are even close to 0 mm/day here (Figure 49e). Precipitations over lands are dependent on the moisture sources and on the potential orographic effects. During austral autumn and winter, moisture is carried by NE and SE trade winds coming from the Tethys ocean. During summer, moisture comes from the NE trade winds

from the Tethys ocean, but also from SW westerly winds from the Pacific ocean. In TopoA experiment, mountains are reduced over the Gondwana due to low rift relief and Andes altitudes (900m). Whatever the season, the moisture belt is then continuous over the continent (Figure 49a and c), the relief being too low to act as a topographic barrier. Important changes appear in the intensity and the geographic repartition of rainfalls in the TopoHigh case, when a high rift relief is used. Rainfall is intensified over the rift relief, reaching up to 20 mm/day during summer and autumn seasons, and the humid climatic belt appears discontinuous over the African continent (Figure 49d). However the source of moisture does not change. The onset of high rift shoulders causes high atmospheric rising motion (convection) over the rift relief as well as income of moisture from the ocean (advection), eventually causing high rainfalls over the area. Strong moisture advection linked to temperature and pressure gradients between the ocean and the continent, associated with reversal winds, are typical from monsoon systems, and have been well described by Fluteau *et al.* (1999) for the evolution of the Asian monsoon with the uplifts of the Tibetan plateau and of the Himalayas. The high rift shoulders trigger more reduced salinities in the northern part of the Central segment (down to 12 psu, as previously shown in Figure 47), where the rainfall reach 16 mm/day (Figure 48d and f). However, in the southern part, precipitations are reduced, less than 1 mm/day, and the salinities increase slightly, up to 40 psu (Figure 47). The main pattern of precipitation in the Central segment is similar between a no-rift relief simulation and a rift relief, but the North/South salinity gradient is strengthened with high rift shoulders. The rainfalls involved by the orographic effect of high rift shoulders trigger a dilution of the brine, causing even less favourable salinity conditions in the north of the Central segment. However, whatever the rift relief, the Central segment is affected by seasonal rainfall due to the movement of the ITCZ, with pronounced dry and wet seasons. The seasonal shift of the ITCZ defines the latitudinal boundaries of wet and dry areas. Figure 47 e and f show that whatever the season, rainfalls are more abundant in the north of the Central segment than in the south for all seasons.

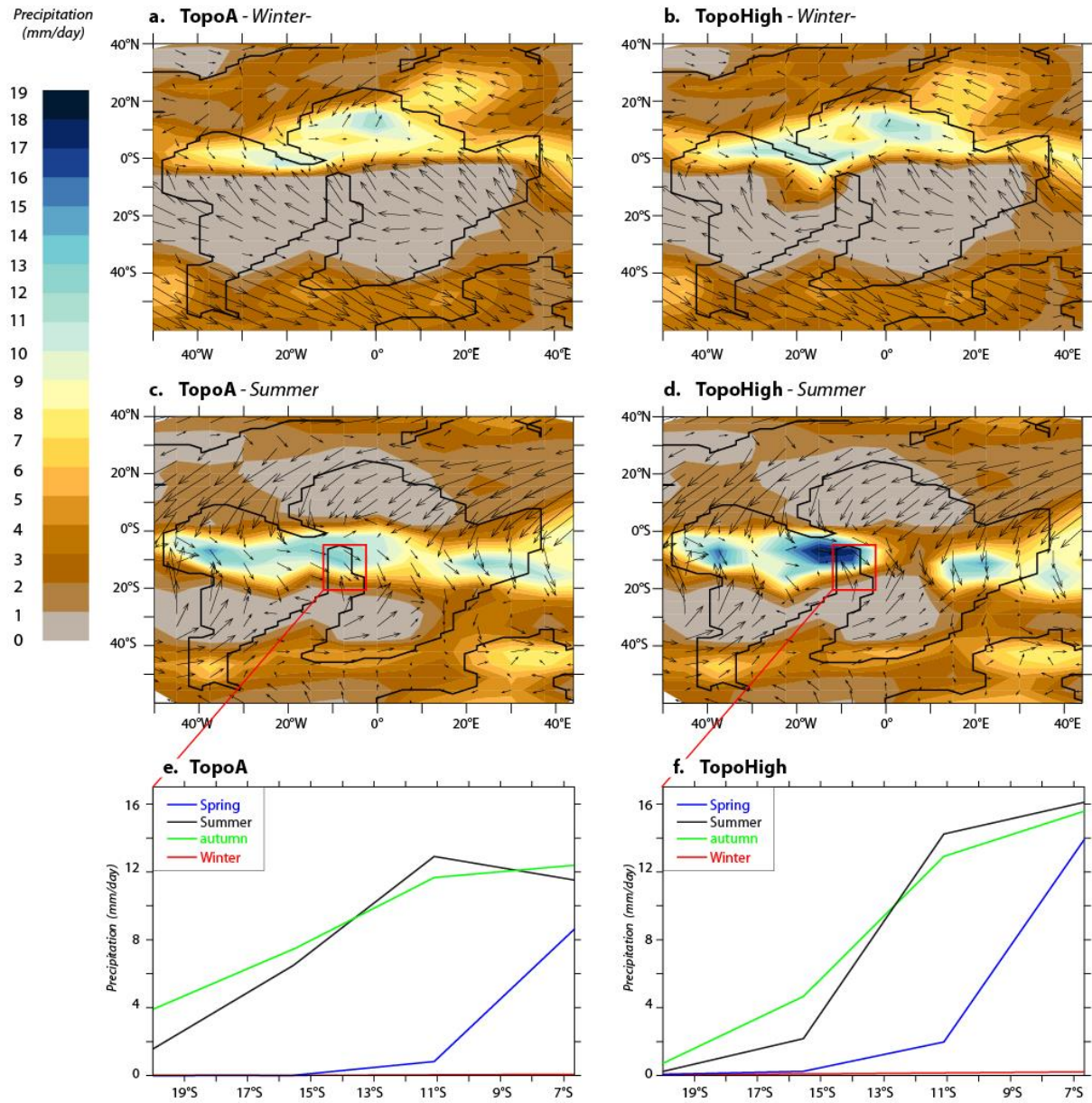


Figure 49: Seasonal average precipitations (mm.day^{-1}). a) for the TopoA in austral winter (DJF); b) for the TopoHigh in austral Winter; c) for the TopoA in austral summer (JJA); d) for the TopoHigh in austral summer. Latitudinal evolution of the seasonal average precipitation (mm.day^{-1}) in the Central segment (between 10°W and 5°W) e) for the TopoA and f) for the TopoHigh.

3.4.5. Discussion

3.4.5.1. Role of Catchment divide and runoff

The results of our model simulations highlight the role of paleogeographic configuration on salinity in the Central segment. The simulations have shown the role of the runoff on the dilution of the evaporitic basin, here the Central Segment. When runoff is directed toward the Central segment, high rainfalls near the equator induce low salinities. Conversely, when the catchment divide is reverted and runoff is directed outside of the Central segment, the salinities are much higher, and more favorable to the deposition of the salt. However, the maximum values do not exceed 40 psu. This remains much lower values than those reported by Holser (1979) to precipitate medium to highly soluble salts (i.e. between 370 and 400 psu). This difference is probably due to the resolution of the model which does not allow to represent an isolated basin submitted to marine influence, as a sabkha environment. A depth of 40 meters cannot allow a supersaturation of the water as intense as in a sabkha, and to obtain salinities close to those expected in this case. However, although the bathymetry is not representative of a sabkha environment, high values are simulated in the Central segment, well above the average surface salinity of the global ocean of our simulations (35.29 psu), reflecting favorable conditions for the development of evaporites. These results suggest that reduced freshwater inflows in the central segment are required to allow the formation of evaporites at these latitudes. Several factors can reduce freshwater inflows. Narrow and steep rift shoulders would allow limiting the runoff on the watershed, because of their low drainage surface. Another hypothesis is an inversion of the catchment divide, before the deposition of the salt, and a redirection of the runoff routing outside of the Central segment. To this end, an elevation of the relief is necessary to change runoff flow to the opposite direction. This elevating could be triggered by an exhumation phase expected in the end of the rift evolution, before the break up, involving the lower crust (Aslanian *et al.*, 2009). Indeed, this exhumation phase, which evolves in an elevated position during the thinning process (Aslanian *et al.*, 2009; Moulin *et al.*, 2005) can trigger an additional uplift of the margin (Moulin *et al.*, 2012). In addition, a large unconformity is recorded throughout the Central segment, prior to the filling of salt (Braccini *et al.*, 1997; Caixeta *et al.*, 2007; Campos Neto *et al.*, 2007; Grosdidier *et al.*, 1996; Mbina Mounguengui *et al.*, 2008; Milani *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Teisserenc and Villemin, 1990; Winter *et al.*, 2007). This unconformity could be a reflection of a brief elevation of the terrain at the origin of this erosion phase, and could trigger a reversal of the polarity of the watershed, and a redirection of the runoff. This hypothesis is consistent with the geochemical study of Harris (2000) which highlights, with parameters

providing information on source terranes with a $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ratio, a shift in the provenance of sediment. This suggests a significant reorganization of the drainage system at the end of the rift, before the salt deposit. Whatever the active mechanism, a limit of the runoff within the central segment is imperative for the establishment of salt.

3.4.5.2. Central segment: South versus North

Our simulations have revealed a latitudinal climatic pattern between a wet northern part with low salinities, and a southern part more arid with higher salinities. During the rifting, in Barrmian time, the Central segment was a mainly lacustrine environment where organic matter has been deposited (Braccini *et al.*, 1997; Caixeta *et al.*, 2007; Campos Neto *et al.*, 2007; Grosdidier *et al.*, 1996; Mbina Mounguengui *et al.*, 2008; Milani *et al.*, 2007; Rangel *et al.*, 2007; Teisserenc and Villemin, 1990; Winter *et al.*, 2007). According to a recent study (Brownfield and Charpentier, 2006), the distribution of the quality and type of source rocks in the Central segment allows to define climatic conditions. According to the authors, pre-salt hypersaline lacustrine source rocks, pre-salt oils with hyper-saline biomarkers and high abundance of lacustrine carbonates are recorded to the south of the present-day Congo River, and are the witness of a dry climate. On the contrary, to the North, the authors identified the presence of mixed type I - III source-rocks rather indicative of more humid conditions, and coherent with more clastic sediments in this area, compared to the South. Thus the latitudinal climatic pattern simulated is consistent with the sedimentary record from the Central segment before the salt deposit.

The distribution of evaporites in the central segment is also not homogeneous, and presents a latitudinal mineralogic distribution. As mentioned above, the North Central segment is mainly characterized by the presence of moderately to highly soluble salts (sylvite, carnallite, and bishofite tachyhydrite, also called "potash salt"), while the southern part is characterized by more common salts and less soluble gypsum and halite type. The formation of the different evaporitic minerals results from the evaporation of seawater, which causes the precipitation of an ordered sequence of increasing mineral solubility (Braitsch, 1971; Harvie *et al.*, 1984; Usiglio, 1849). According to this sequence, the precipitation of gypsum begins when seawater is concentrated 3.8 times, and halite where concentrations exceed 10 times that of seawater. Sulfate salts of magnesium appear to 70 times the concentration of seawater, and finally potassium salts only when concentration exceeds 90 times that of seawater (Borchert and Muir, 1964; McCaffrey *et al.*, 1987). Thus, potassium salts such as sylvite and carnallite, highly soluble,

are the last to be formed during the evaporation of seawater. Our simulations raise a paradox, since the most soluble and concentrated salts are present in the North Central segment, where conditions are wetter and less favorable, while the less soluble evaporites located in the South, are found under favorable conditions to their development. Thus, if in the South, the conditions did not exceed the crystallization of halite in the sequence of evaporation, a simple climatic control seems insufficient to explain the presence of highly soluble evaporites in the northern part. A second controlling factor seems essential to explain the unusual presence of highly soluble salts. The hypothesis of a CaCl_2 enrichment of the brines, by hydrothermal water-rock interaction could explain the presence of these highly soluble salts. Hardie (1990) had proposed this hypothesis to explain the huge amounts of calcium imposed by the high thickness of the tachyhydrite, that seawater couldn't provide. The enrichment by hot hydrothermal brines could result in the development of a proto-oceanic crust as spreading centers in the North of the Central segment. The brine in the evaporitic basin would have been in contact with seafloor basalts, and could have been enriched in calcium by the alteration of volcanic materials, with high content of plagioclases. This interpretation is in good agreement with the volcanism identified to the North of the Central segment, as Seaward dipping reflectors (Mohriak *et al.*, 1995). Moreover, the presence of high concentrations of Pb, Zn, Fe, and Mn in the salt is a good indicator of hydrothermal brine (Wardlaw and Nicholls, 1972). These upwelling brines, characterized by an unusual composition and a high salinity, are important contributors to solute in the evaporitic basin, explaining the presence of the unusual salt. Furthermore, recent papers mention that seawater chemistry was not constant over the past 600 M.y. (Hardie, 1996; Spencer and Hardie, 1990), and has oscillated between (1) Na-K-Mg-Ca-Cl and (2) Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄ types, controlled by fluctuations of the mid-ocean ridge hydrothermal brine flux (Hardie, 1996; Spencer and Hardie, 1990) or combined with the dolomitization of the platform carbonate (e.g. Holland *et al.*, 1996). Such changes in seawater chemistry controlled the type and the order of potash minerals (Warren, 2006), with two potash endmembers, (1) calcium chloride and (2) Mg-sulphate brines. According to Brennan and Lowenstein (2002) and Lowenstein *et al.* (2003), the seawater in the Early Cretaceous had a CaCl_2 – rich composition, which does not precipitate the MgSO_4 potash salts, but rather the sylvite, carnallite, bishofite and tachyhydrite potash salts (Warren, 2006). This water chemistry has probably favored the presence of these evaporites in the Central segment, and may explain the absence of MgSO_4 salts. Thus, these two combined control factors (upwelling brines and ocean chemistry) would explain the formation of these potash evaporites, under a less favorable climate.

To summarize, while the climate may have been the main factor controlling the evaporites deposition in the South of the Central segment, the evaporites deposited in the North of the Central segment may be due to peculiar geodynamic conditions. However, we can not determine to what extent the hydrothermal influences compensate the aridity of the climate. Furthermore, although the climate of the Central segment seems always more humid to the North, the high variability of the regime of the seasonal precipitation probably played a role in the preservation of evaporites. This seasonality is also recorded in the equatorial segment, further North, where evaporites are also recorded and mainly composed of anhydrite and gypse (Davison, 2007; Paz *et al.*, 2005; Zalan, 2007). The most soluble salt is the halite (Conde *et al.*, 2007; Davison, 2007), and none potash salt are recorded in this area (Fig1a). A dry season induced by the seasonality could be sufficient to allow the formation of evaporites and their preservation.

3.4.5.3. Rift relief

Many uncertainties remain about the altitude of the rift flanks. The establishment of a rift relief close to 3000 m high, an extreme value, causes the appearance of important permanent precipitation in the North. A very rainy area sits west of the rift, all year, resulting from the establishment of an important convective cell near the rift, similar to the monsoon atmospheric dynamics observed by Fluteau *et al.* (1999). The establishment of a high relief rift created conditions less favorable in the north for the evaporites deposition. During the deposition of salt, it is possible that the relief was reduced, and that it no longer played the role of topographic barrier. Indeed even when the runoff is directed outside of the Central segment, precipitation induced by orographic effect over the rift leads to lower salinities in the basin. A reduction of the rift relief is consistent with the study of spores and pollens from the North of the Central segment (Grosdidier *et al.*, 1996) which highlights the evolution of specimens characterizing a significant relief landscape in a humid climate to specimens depicting a flattened relief in a more arid climate just before the salt deposit. Furthermore, Harris (2000) conducted a geochemical study on rift sediments of the Central segment, and highlighted carbon isotopic variations of carbonates reflecting a greater contribution of decomposed vegetation just before the salt deposit. He interprets this shift as a consequence of the decrease of the slope in the context of topographically degrading rift allowing the development of thicker soils. However, as mentioned earlier, an additional uplift is expected to explain the change in the drainage basin. Thus, despite the uncertainties in the altitude of the rift, it is very likely that it has been greatly reduced but not completely flattened, and that a slight relief persists during the deposition of the salt. Finally,

on the contrary to the topography, a deepening of the bathymetry does not seem to be a major factor controlling the salinity in the Central segment.

3.4.5.4. Climatic belt

We show that during the South Atlantic opening in Aptian time, the Central segment was located near a humid climatic belt. These modelling results are not in agreement with paleoclimatic maps of Chumakov *et al.* (1995) and Scotese *et al.* (1999), which indicate an arid climate over all the Africa and America. According to Chumakov, the humid climatic belt set up during the Albian time. To achieve these paleoclimatic maps these authors used climate indicators such as evaporites, bauxites, tillite and mapped the positions of the various major climate zones. For the evaporites, our results show that although commonly associated with an arid climate, they can be combined with various other mechanisms and lead to hedge interpretations. In the case of the South Atlantic, although evaporites are listed across the central segment, we show that they are not all representative of an arid climate and that it is likely that climate humid belt was present over the Gondwana from the Aptian. According to recent publications (Lentini *et al.*, 2010), these humid conditions would have even played a role in the nature and the distribution of the sedimentary fill of rift basins of the central segment, influencing the type and quality of the source rocks and clastic facies distribution and carbonate. Along the Equator, our model results show high precipitation rates, which are overestimated regarding the data (Spicer *et al.*, 1993; Beerling *et al.*, 1990; Chumakov *et al.*, 1995; Sewall *et al.*, 2007). This bias is very likely linked to the prescribed zonal vegetation, which relies on present-day Plant Functional Types (PFTs), not adapted to the characteristics (e.g. evapotranspiration rates) of Cretaceous vegetation. Such a feature has been highlighted in recent studies and should be considered in the future development of past vegetation models (Boyce *et al.*, 2010). Indeed, Boyce *et al.* (2009) highlighted in their study that the capacity of flowering to transpire water, which is an important contributor to rainfall, was not constant through time but increased. According a later study (Boyce and Lee, 2010) the increase of transpiration capacity induced a rise of moisture recycling and an overall increase of rainfall. Thus such changes in the PFTs can modify the climate, but are not considered at present by the model. Despite these limitations, we are able to provide new quantifications of the climate at Aptian time. A subsequent study by coupling a vegetation model, however, could refine these results.

3.4.6. Conclusion

In this paper, we quantify the role of paleogeography on the development of evaporites through changes of runoff routing and topography. To allow the deposition of the Aptian salt, a decrease of the fresh water input via the runoff is required to obtain high salinities. However, because of the presence of a humid climatic belt north of the Central segment, the conditions remain not favorable. This raises a paradox, because the more soluble and more volatile salts are recorded to the North. Here a geodynamic control factor is suspected, through the establishment of hydrothermal flux and contamination of the brines, to allow the formation of the highly soluble salt. On the other hand, in the south of the Central segment, the climatic control factor is likely, since conditions are favorable. These evaporites of the South Atlantic are thus not all associated with an arid climate, and cannot be used as paleoclimatic indicator in this case. It is very likely that, despite the presence of evaporites, a humid climatic belt near the equator was present over the Gondwana from the Aptian. In this sense, it suggests that it is not the connexion between the North and South Atlantic at Albian time which controls the apparition of this humid climatic belt. Finally, our simulations suggest that during the Aptian salt deposition, the relief was probably partially eroded and did not act as topographic barrier.

3.5. INFLUENCE DE LA PRESSION DE CO₂ ATMOSPHÉRIQUE ET DE LA PRÉCESSION DES ÉQUINOXES

Des simulations complémentaires ont été réalisées, pour évaluer d'une part le rôle des paramètres orbitaux de la Terre et particulièrement de la précession, et d'autre part l'impact de la pression partielle de CO₂ atmosphérique.

Les paramètres orbitaux, tels que la précession des équinoxes, l'obliquité de l'axe de rotation de la terre, et l'excentricité de l'orbite terrestre sont des paramètres variant au cours du temps et modifiant l'insolation à la surface de la Terre (voir chapitre 3.2.2.1). Parmi eux, la précession joue un rôle majeur sur la saisonnalité de l'insolation. En effet, l'axe de rotation de la Terre tourne autour d'un axe perpendiculaire au plan de l'écliptique auquel s'ajoute la rotation elliptique de la Terre autour du soleil, impliquant alors un déplacement progressif des solstices et équinoxes, avec une période de 19000 à 21000 ans. Des études précédentes (Barron *et al.*, 1985; Floegel *et al.*, 2004; Floegel & Wagner, 2006) ont par ailleurs montré l'impact des cycles de précession sur le climat, et particulièrement sur les cycles hydrologiques au Crétacé moyen supérieur.

Les résultats présentés dans l'article précédent nous ont permis de mettre en évidence un environnement plus humide au Nord de notre zone d'étude, et une saisonnalité des précipitations marquée, en raison du balancement de la zone de Convergence Intertropicale au dessus de notre zone d'étude.

Afin d'évaluer l'impact climatique du forçage précessionnel sur le climat global (et particulièrement sur le cycle hydrologique) et conforter ainsi l'existence d'un climat saisonnier lors du dépôt des évaporites, nous avons réalisé des tests de sensibilité à la précession. Cette dernière est décrite par la mesure de l'angle entre le point matérialisant l'équinoxe de printemps (également appelé point gamma ou point vernal) et le périhélie. Quatre simulations avec différentes positions dans le cycle de précession ont été menées: 0° (Orb0), 90° (Orb90), 180° (Orb180), et 270° (Orb270), les autres valeurs des paramètres orbitaux étant gardées constantes et fixées aux valeurs actuelles.

Les conditions orbitales et effets climatiques sont résumés ci-après: selon la configuration **Orb0**, l'angle entre le point vernal et le périhélie est nul (le printemps a tendance à être plus chaud dans l'hémisphère Nord). Dans la configuration **Orb90**, l'angle est égal à 90° et le

solstice d'hiver a lieu au périhélie (les hivers de l'hémisphère Nord sont plus chauds que la moyenne et les étés plus froids et inversement avec l'hémisphère Sud). Pour **Orb180**, l'équinoxe d'automne est au périhélie (la saison automnale de l'hémisphère Nord est plus chaude que la moyenne). Enfin, lorsque l'angle atteint 270° (**Orb270**), le solstice d'été est au périhélie (associant alors des étés plus chauds et hivers plus froids dans l'hémisphère Nord). La simulation de référence (TopoA) menée avec la précession actuelle, définie à $77,96^\circ$ est donc proche de la configuration de Orb90, contribuant à une plus forte saisonnalité du climat.

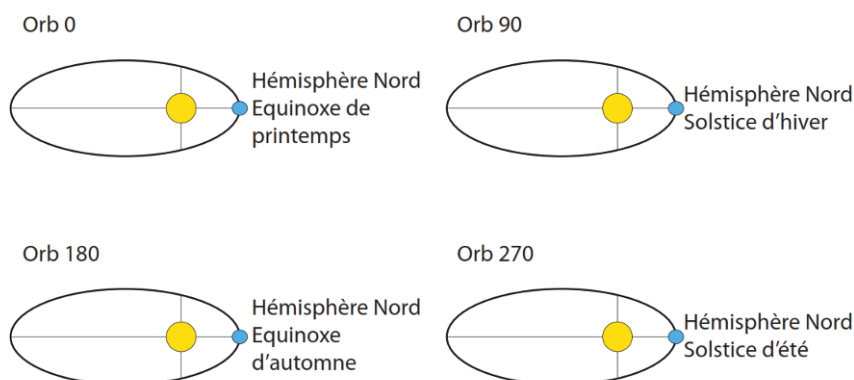


Figure 50: Représentation des différentes configurations orbitales selon Floegel & Wagner, 2006

Dans un second temps, nous avons fait évoluer la pression de CO_2 atmosphérique. Les récentes publications (Passalia, 2009) montrent une teneur 2 à 4 fois supérieure à l'actuel, avec des valeurs comprises entre 700 et 1400 ppmv (cf. chapitre 1.6). Les simulations présentées dans l'article « *The Aptian evaporites of the South Atlantic: a climatic paradox ?* » ont été effectuées avec une pression de CO_2 atmosphérique fixée à 1400ppm. Ajoutées aux tests de sensibilité à la précession des équinoxes, nous discutons également ci-dessous l'influence d'une teneur en CO_2 atmosphérique plus faible. Les paramètres de cette simulation (TopoA_2x) sont identiques à la simulation TopoA (appelée ci-dessous simulation de référence ou TopoA_4x), seule la pression de CO_2 atmosphérique a été modifiée.

Les variations annuelles de l'insolation solaire modélisées sont présentées Figure 52a pour le segment Central. En été de l'hémisphère Sud, l'insolation est maximale pour les simulations TopoA et Orb90, alors qu'à l'inverse elle représente les valeurs minimales en hiver. L'amplitude de l'insolation entre ces deux saisons est maximale pour ces deux simulations de configuration orbitale relativement similaire. A l'inverse, la configuration Orb270 est caractérisée par la plus faible amplitude d'insolation solaire entre l'été et l'hiver, et présente les

valeurs maximales (minimales) d'insolation en été (hiver) de l'hémisphère Sud, en comparaison des autres simulations. Cependant, entre les valeurs maximales et minimales, la déviation d'insolation solaire n'excède pas 30 W/m^2 . Cette valeur est faible en comparaison de celle obtenue dans les travaux de Foegel & Wagner (2006), de l'ordre de 100 W/m^2 . Ces fortes valeurs obtenues dans leur étude sont probablement le reflet d'une excentricité plus marquée (0,05 pour Foegel & Wagner, (2006) contre 0,0167 pour nos simulations) accentuant la différence d'insolation par chaque précession.

3.5.1.1. Températures et précipitations globales

Les températures moyennes annuelles de l'air en surface modélisées pour les différents tests de précession sont proches de la simulation de référence, et comprises entre 19 et 20°C. Avec une température moyenne de surface à 19,7 °C, la valeur moyenne maximale est atteinte pour la simulation TopoA, alors que la température moyenne minimale est modélisée par Orb90, avec 19°C. La répartition des températures moyennes de surface est similaire sur le continent Gondwana, mais celles-ci sont plus fortes; une température moyenne de 25,40°C est simulée pour TopoA, et de 24,8°C pour Topo90.

L'écart de température est plus important pour la simulation à 700ppm (TopoA - 2,5x), puisque cette dernière présente des températures moyennes globales de surface à 17,2°C, et sur le Gondwana à 23,1°C.

3.5.1.2. Température de l'air à la surface

La déviation de température de l'air moyenne annuelle la plus importante par rapport à la simulation de référence (TopoA_4x) est observée lorsque la pression de CO_2 atmosphérique est divisée par deux (TopoA_2x). Pour cette simulation, les températures peuvent être jusqu'à 4°C plus faible sur les zones continentales du Gondwana comprises entre 20 et 40°Sud (Figure 51b). Dans le segment Central, la différence de température n'excède pas 2,5°C.

La fluctuation de température est plus faible pour les différents tests de précession, où elle ne dépasse pas 2°C de différence avec la simulation de référence (TopoA) (Figure 51 c à f). Des températures plus chaudes sont enregistrées entre les latitudes 10 et 20° S, et sont particulièrement accentuées pour la simulation Orb270. Au niveau du segment Central, la

déviations de températures est relativement mineure, avec une variation maximale d'environ 1°C par rapport à la simulation de référence atteinte dans la configuration Orb270.

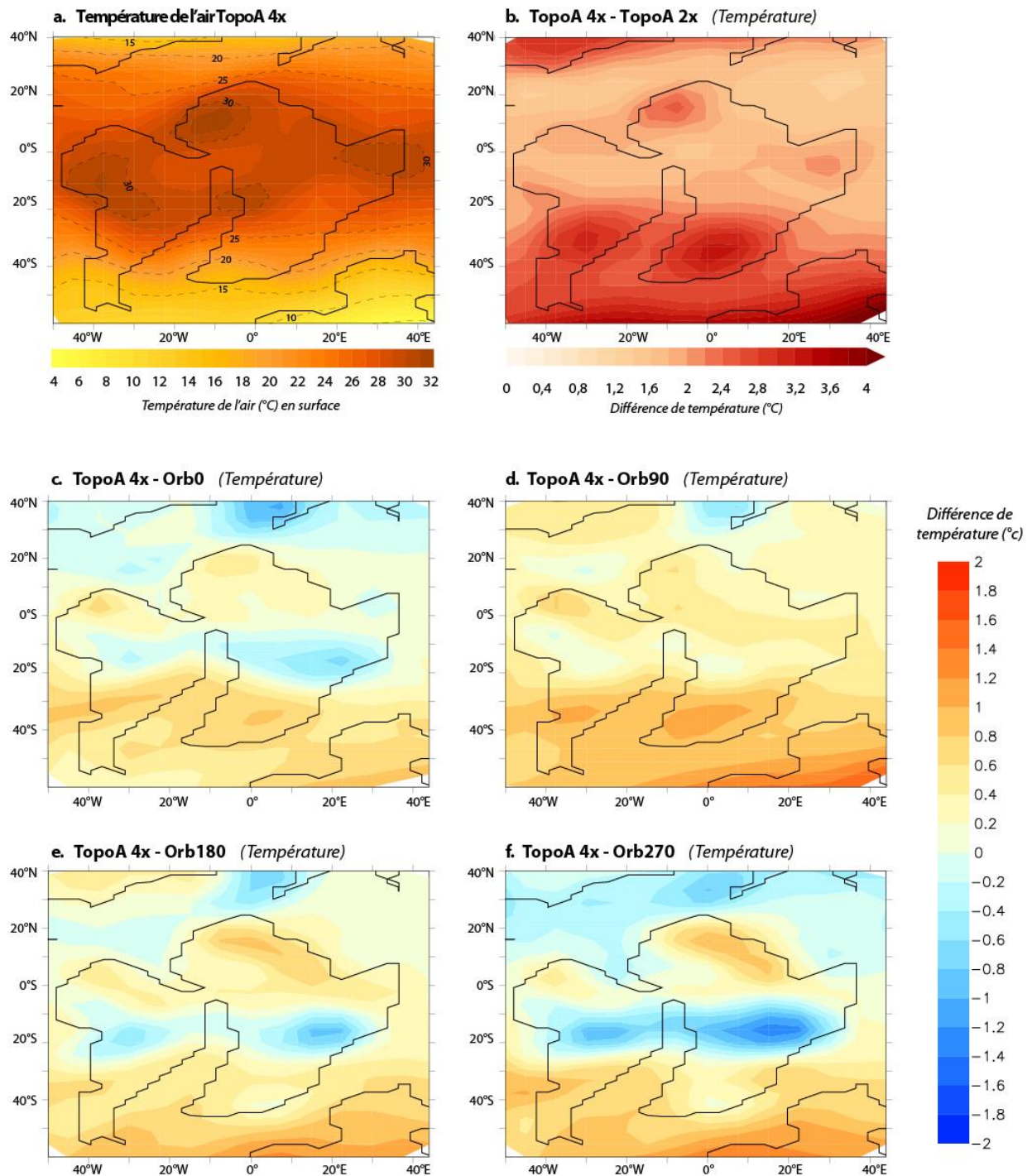


Figure 51: (a): Température moyennes annuelles de l'air (°C) en surface pour TopoA_4x. (b): Différence de température entre TopoA_4x et TopoA_2x. (c) à (f): Différence de température entre TopoA_4x et les différentes précessions.

3.5.1.3. Précipitations

Nous avons vu précédemment dans la section 3.4 (*The Aptian evaporites of the South Atlantic: a climatic paradox ?*) que le segment Central était soumis à un régime hydrologique particulier à l'Aptien supérieur, caractérisé par une forte saisonnalité. Le changement du cycle précessionnel et de la pression de CO₂ atmosphérique ne modifie ni la tendance ni la répartition annuelle des précipitations (Figure 52b). Les précipitations minimales sont enregistrées pendant la saison d'hiver et augmentent progressivement pour atteindre des valeurs maximales en automne dans le segment Central.

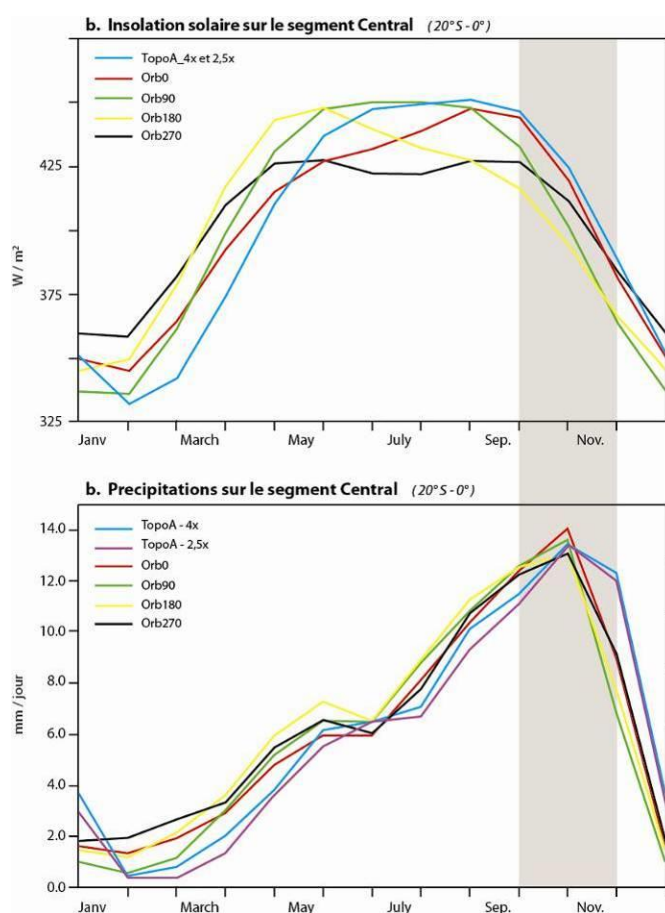


Figure 52: (a) Variation de l'insolation solaire pour les différentes simulations au cours d'une année ; (b): Evolution des précipitations sur le Segment Central au cours d'une année.

A l'inverse des températures, les précipitations modélisées avec une faible teneur en CO₂ atmosphérique (TopoA_2x) sont proches de la simulation de référence (TopoA_4x), dans le segment Central et sur le Gondwana (Figure 52 et Figure 53).

Si l'on regarde les différences de répartition des précipitations, la plus forte amplitude est marquée dans la région équatoriale entre les latitudes 10° S et 20°N (Figure 53 b à e). Au contraire, les régions situées au Sud de 10° Sud de latitude ne présentent que des fluctuations mineures comparées à la simulation de référence. Au Nord de l'Amérique du Sud, au Nord Est de l'Afrique, et enfin au Nord du segment Central, les zones continentales sont caractérisées par un excès de précipitation. Les fluctuations des précipitations observées pour les différentes précessions sont en accord avec l'étude de Floegel & Wagner (2006).

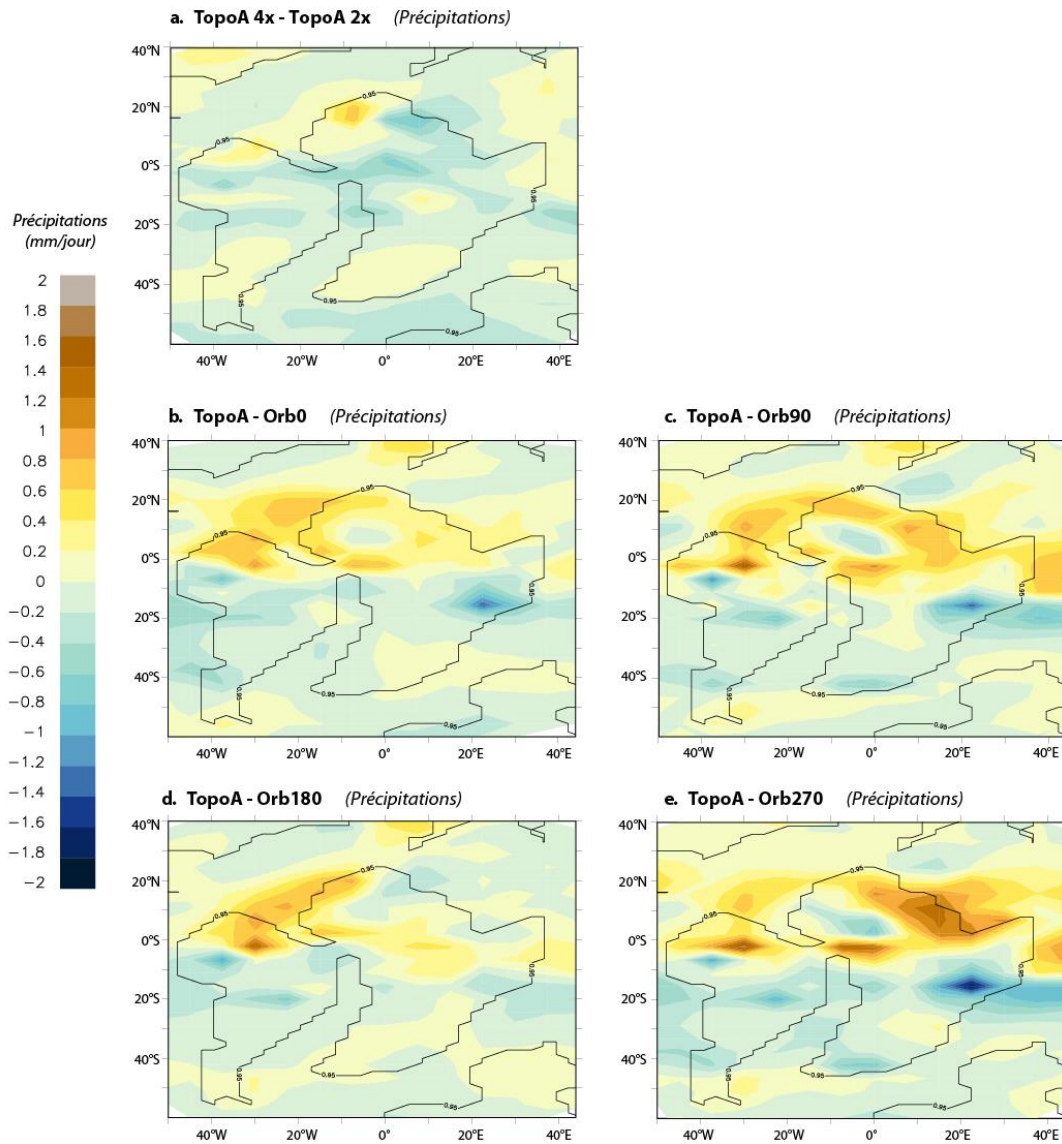


Figure 53: (a) Différence de précipitations (en mm/jour) entre la simulation de référence TopoA_4x et TopoA_2x; (b) Différence de précipitations entre la simulation de référence TopoA_4x et les différentes précessions Orb0, Orb90, Orb180 et Orb270.

3.6. COMPARAISON AVEC UN MODÈLE ZOOMÉ LMDZ

Pour affiner les résultats de ces modélisations sur la zone du Segment Central de l'Atlantique Sud, nous avons utilisé dans un second temps le modèle régional LMDZ. L'utilisation de ce modèle régional, zoomé sur l'Atlantique Sud permettra également d'extraire des données climatiques plus précises sur notre zone d'étude, dans le but de les implémenter dans les modélisations stratigraphiques.

En raison du temps de calcul important lié à la plus haute résolution du modèle, nous avons utilisé le modèle LMDZ sans couplage avec l'océan, mais en configuration "forcée". Dans ce cas, différents paramètres sont extraits des modélisations de FOAM (albédo, rugosité, températures de surface des océans, superficies des portions de terre et de glace) et sont implémentés comme paramètres d'entrée dans LMDZ.

La Figure 54 permet de comparer les valeurs de P-E (précipitations moins évaporation) des configurations paléogéographiques TopoA et TopoHigh (voir section 3.3.3) pour les deux modèles climatiques. Les simulations effectuées avec le modèle LMDZ présentent un fort déficit de précipitation sur le Gondwana, pour les deux configurations paléogéographiques. Le P-E, atteignant respectivement 4 et 7 mm/jour pour les configurations TopoA et TopoHigh avec le modèle FOAM, ne dépasse pas 1,5 et 2 mm/jour avec l'utilisation du modèle LMDZ.

Cependant, les spécificités climatiques observées avec le modèle FOAM dans le segment Central sont également simulées avec le modèle régional. Le gradient latitudinal climatique est présent pour les deux topographies, avec un bilan P-E positif dans la partie Nord de la zone d'étude, et négatif dans la partie Sud (Figure 54 c et d). La présence de la ceinture climatique humide liée à la zone de convergence intertropicale est appuyée par l'utilisation du second modèle, bien que l'intensité des précipitations et de l'évaporation soit plus faible avec ce second modèle.

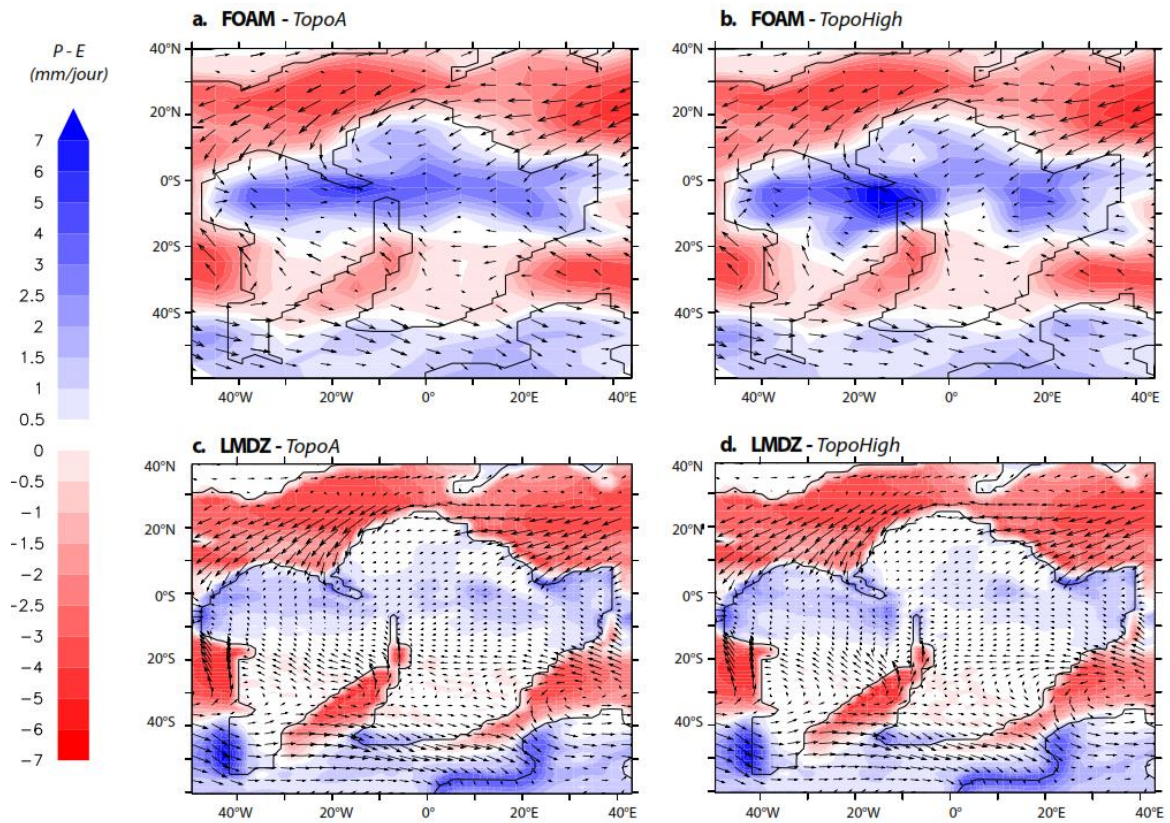


Figure 54: Comparaison du bilan précipitations moins évaporation ($P-E$) pour deux modèles: FOAM et LMDZ; (a) et (b): Simulations TopoA et TopoHigh avec FOAM ; (c) et (d) Simulations TopoA et TopoHigh avec LMDZ

Par ailleurs, le déplacement et le battement de la zone de convergence intertropicale à la verticale du segment Central est bien simulé, impliquant des saisons marquées dans le régime hydrologique (Figure 55).

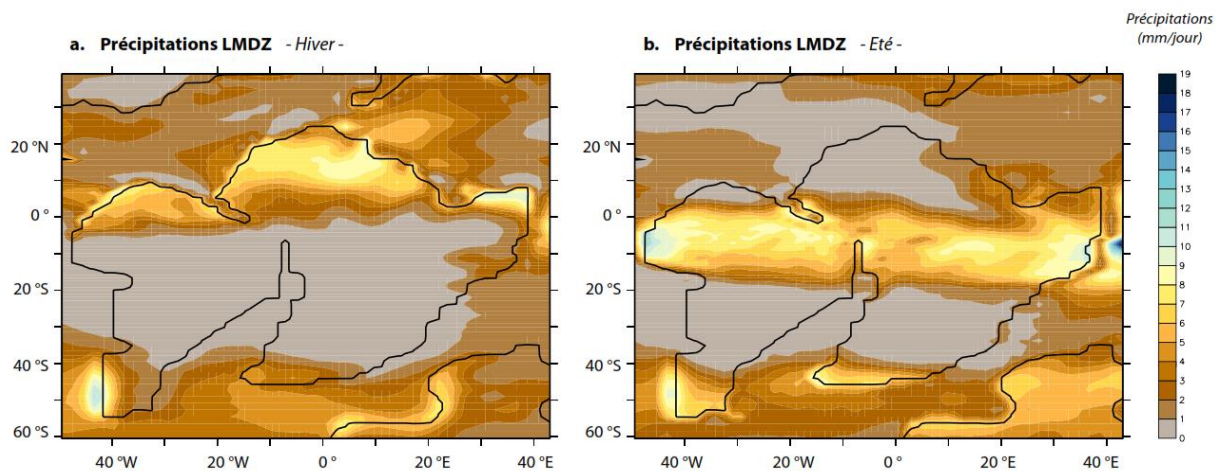


Figure 55: Précipitations (mm/jour) simulées avec le modèle LMDZ en été (a) et hiver (b)

3.7. CLASSIFICATION DU CLIMAT

Il est difficile de différencier les climats à la surface de la terre en raison notamment du choix des critères ou de la limite géographique floue entre deux zones climatiques voisines. Il existe deux grands types de classification du climat: les classifications empiriques, qui font appel à leurs caractéristiques (température, précipitations), et les classifications génétiques, qui se basent sur les phénomènes et processus contrôlant les climats (circulation atmosphérique, localisations des zones de pression). Pour interpréter les résultats des modélisations climatiques en grandes zones climatiques, nous nous sommes intéressés au premier type de classification.

La première classification quantitative du climat mondiale a été présentée pour la première fois par W. Köppen en 1900, puis a été mise à jour et publiée sous forme de cartes en 1954 et 1961 par R. Geiger. Elle a depuis été améliorée et modifiée, et reste la plus utilisée pour décrire les classifications du climat. Cette classification, basée uniquement sur les précipitations et températures, utilise trois critères d'importance décroissante et désignés par des lettres (Tableau 4).

Le schéma fondamental de cette classification consiste en 5 types de climat majeurs, numérotés A à E (première lettre), du climat tropical (également appelé équatorial) au climat polaire (Tableau 4).

A	Climat tropical
B	Climat aride / sec
C	Climat Tempéré
D	Climat froid (climats boréaux subarctiques)
E	Climat polaire / neigeux

Tableau 4: Les cinq grands types de climat selon Köppen(1900)

La seconde lettre se réfère essentiellement au régime pluviométrique, bien qu'elle puisse également être liée à la température. La troisième lettre reflète des valeurs moyennes de température et permet de différencier les saisons chaudes ou froides. Par exemple, les climats tropicaux (A) correspondent au climat dans lequel la température moyenne du mois le plus froid excède 18°C. Le sous-type de climat tropical forêt équatoriale humide (Af) est défini par des précipitations du mois le plus sec supérieures à 60 mm.

1st	2nd	3rd	Description	Criteria*
A			Tropical	$T_{\text{cold}} \geq 18$
	f		- Rainforest	$P_{\text{dry}} \geq 60$
	m		- Monsoon	Not (Af) & $P_{\text{dry}} \geq 100 - \text{MAP}/25$
	w		- Savannah	Not (Af) & $P_{\text{dry}} < 100 - \text{MAP}/25$
B			Arid	$\text{MAP} < 10 \times P_{\text{threshold}}$
	W		- Desert	$\text{MAP} < 5 \times P_{\text{threshold}}$
	S		- Steppe	$\text{MAP} \geq 5 \times P_{\text{threshold}}$
		h	- Hot	$\text{MAT} \geq 18$
		k	- Cold	$\text{MAT} < 18$
C			Temperate	$T_{\text{hot}} > 10$ & $0 < T_{\text{cold}} < 18$
	s		- Dry Summer	$P_{\text{sdry}} < 40$ & $P_{\text{sdry}} < P_{\text{wwet}}/3$
	w		- Dry Winter	$P_{\text{wdry}} < P_{\text{swet}}/10$
	f		- Without dry season	Not (Cs) or (Cw)
		a	- Hot Summer	$T_{\text{hot}} \geq 22$
		b	- Warm Summer	Not (a) & $T_{\text{mon10}} \geq 4$
		c	- Cold Summer	Not (a or b) & $1 \leq T_{\text{mon10}} < 4$
D			Cold	$T_{\text{hot}} > 10$ & $T_{\text{cold}} \leq 0$
	s		- Dry Summer	$P_{\text{sdry}} < 40$ & $P_{\text{sdry}} < P_{\text{wwet}}/3$
	w		- Dry Winter	$P_{\text{wdry}} < P_{\text{swet}}/10$
	f		- Without dry season	Not (Ds) or (Dw)
		a	- Hot Summer	$T_{\text{hot}} \geq 22$
		b	- Warm Summer	Not (a) & $T_{\text{mon10}} \geq 4$
		c	- Cold Summer	Not (a, b or d)
		d	- Very Cold Winter	Not (a or b) & $T_{\text{cold}} < -38$
E			Polar	$T_{\text{hot}} < 10$
	T		- Tundra	$T_{\text{hot}} > 0$
	F		- Frost	$T_{\text{hot}} \leq 0$

Tableau 5: Grands types et sous-types de climat de Köppen-Geiger selon Peel et al. (2007)

Avec:

MAP = précipitations moyennes annuelles,
MAT = température moyenne annuelle

T_{hot} = température du mois le plus chaud

T_{cold} = température du mois le plus froid

T_{month 10} = nombre de mois où la température est au dessus de 10°C

P_{dry} = précipitations du mois le plus sec

P_{sdry} = précipitations du mois le plus sec en été

P_{wdry} = précipitations du mois le plus sec en hiver

P_{swet} = précipitations du mois le plus humide en été

P_{wwet} = précipitations du mois le plus humide en hiver

P_{threshold} = varie selon la règle suivante :

si 70% des MAP ont lieu en hiver alors **P_{threshold} = 2 x MAT**,

si 70% des MAP ont lieu en été, alors **P_{threshold} = 2 x MAT+28**

sinon **P_{threshold} = 2 x MAT +14**

L'été (hiver) est défini comme la période de 6 mois la plus chaude (froide).

Pour différencier les différents climats à l'Aptien supérieur, nous avons donc utilisé la classification de Köppen selon le diagnostic de Peel *et al.* (2007), en se concentrant sur les deux premiers ordres de la classification, les plus importants (Tableau 5).

Trois grands types de climat sont représentés sur le continent Gondwana: les climats tropicaux, arides et tempérés (Figure 56). Le climat tropical est relativement étendu, des latitudes de 30° Nord à 15° Sud environ, le climat aride des latitudes 15° à 40° Sud, puis un climat type tempéré sur les zones continentales après 40° de latitude.

Le segment Central est principalement caractérisé par un climat de type tropical (type A), plus précisément par le sous-type "savane équatoriale" (As). Le sous-type forêt humide (Af) est localisé en Amérique du Sud, à l'Equateur, mais il ne concerne pas notre zone d'étude. En revanche, le sous-type mousson (Am) est représenté à l'extrémité Nord du segment Central. Enfin, à l'extrême Sud, le segment Central est caractérisé par un climat aride (B) type désert (Bw).

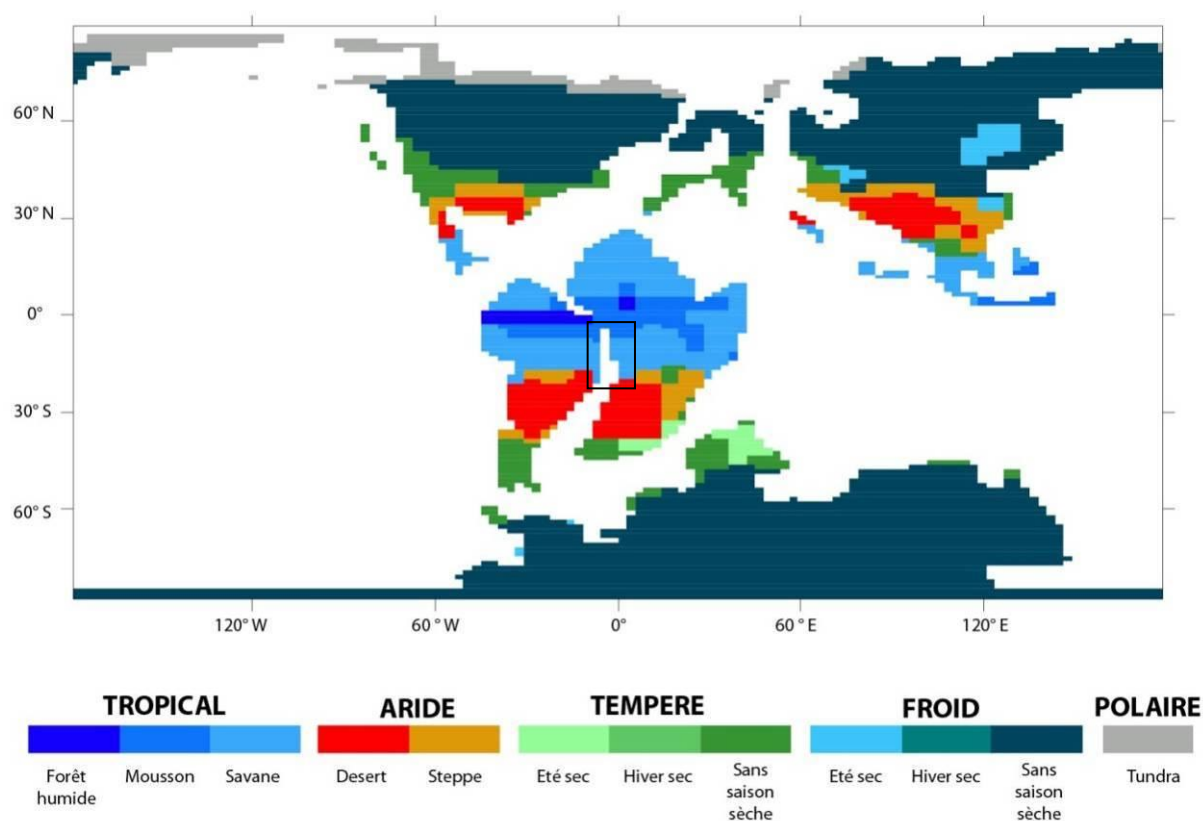


Figure 56: Diagnostic des types de climat à l'Aptien Supérieur selon la classification de Köppen-Geiger pour la simulation de référence (TopoA) et localisation du segment Central (cadre noir).

Les différences dans les sous-types de climats tropicaux (A) dépendent principalement de la position des régions par rapport à la position de l'ITCZ et à son mouvement saisonnier. Près de l'Equateur, les pluies sont fortes et réparties sur toute l'année, (Af, forêt humide équatoriale). Le climat type mousson (Am) que l'on retrouve au Nord du segment Central est défini par des pluies aussi importantes que pour le climat type forêt humide équatoriale, mais regroupées sur une seule saison, celle des pluies. La forte saisonnalité observée auparavant (Section 3.4.5.2) caractérise le climat de savane (Aw) qui définit une majorité du segment Central. Le climat tropical de savane encadre les climats tropicaux de mousson et de forêt équatoriale humide (Am et Af), et la saisonnalité observée reflète le passage de l'ITCZ à la verticale de ces zones.

La zonation latitudinale climatique mise en évidence précédemment (section 3.4.5.2) à travers le détail des précipitations (Figure 49) est bien représentée par la répartition des différents types de climat selon la classification de Köppen, avec la présence d'un climat de mousson équatoriale (Am) humide au Nord, progressivement plus sec (Aw) jusqu'à aride (Bw). Par ailleurs, les climats de mousson ou de savane équatoriale transcrivent bien la saisonnalité observée via la répartition annuelle des pluies, avec une saison humide et une saison sèche.

Les différents tests de précession et de pression de CO₂ atmosphérique ont montré que les variations maximales de température et de précipitations par rapport à la simulation de référence (TopoA_4x) étaient obtenues pour la configuration orbitale Orb270 (Figure 53e et Figure 51 f) et pour une simulation avec une pression de CO₂ atmosphérique deux fois plus faible (TopoA_2x), (Figure 51b). La Figure 57 présente les grandes zones climatiques selon la classification de Köppen pour ces deux simulations.

Sur le Gondwana, les grandes zones climatiques à l'Aptien sont similaires à celles de la simulation de référence, bien que de légères différences apparaissent, principalement à l'Equateur. Les climats de forêt humide équatoriale (Af) et de mousson (Am) sont réduits pour la simulation Topo_2x, alors qu'à l'inverse (Figure 57a), le climat de forêt humide équatoriale (Af) est plus étendu pour la configuration Orb270 (Figure 57b). Cependant, le Segment Central présente les mêmes caractéristiques climatiques globales pour ces simulations, avec un climat plus humide au Nord, et aride au Sud.

Des différences climatiques plus importantes sont enregistrées aux plus hautes latitudes pour les deux simulations de sensibilité. La simulation avec une pression de CO₂ atmosphérique réduite est marquée par un climat plus froid dans l'hémisphère Nord aux pôles (climat polaire E,

Figure 57a), et une saisonnalité dans le régime des précipitations apparaît pour la configuration Orb270 (Figure 57b) avec la mise en place d'un climat froid à étés secs (Ds) aux hautes latitudes remplaçant l'absence de saison sèche (Df).

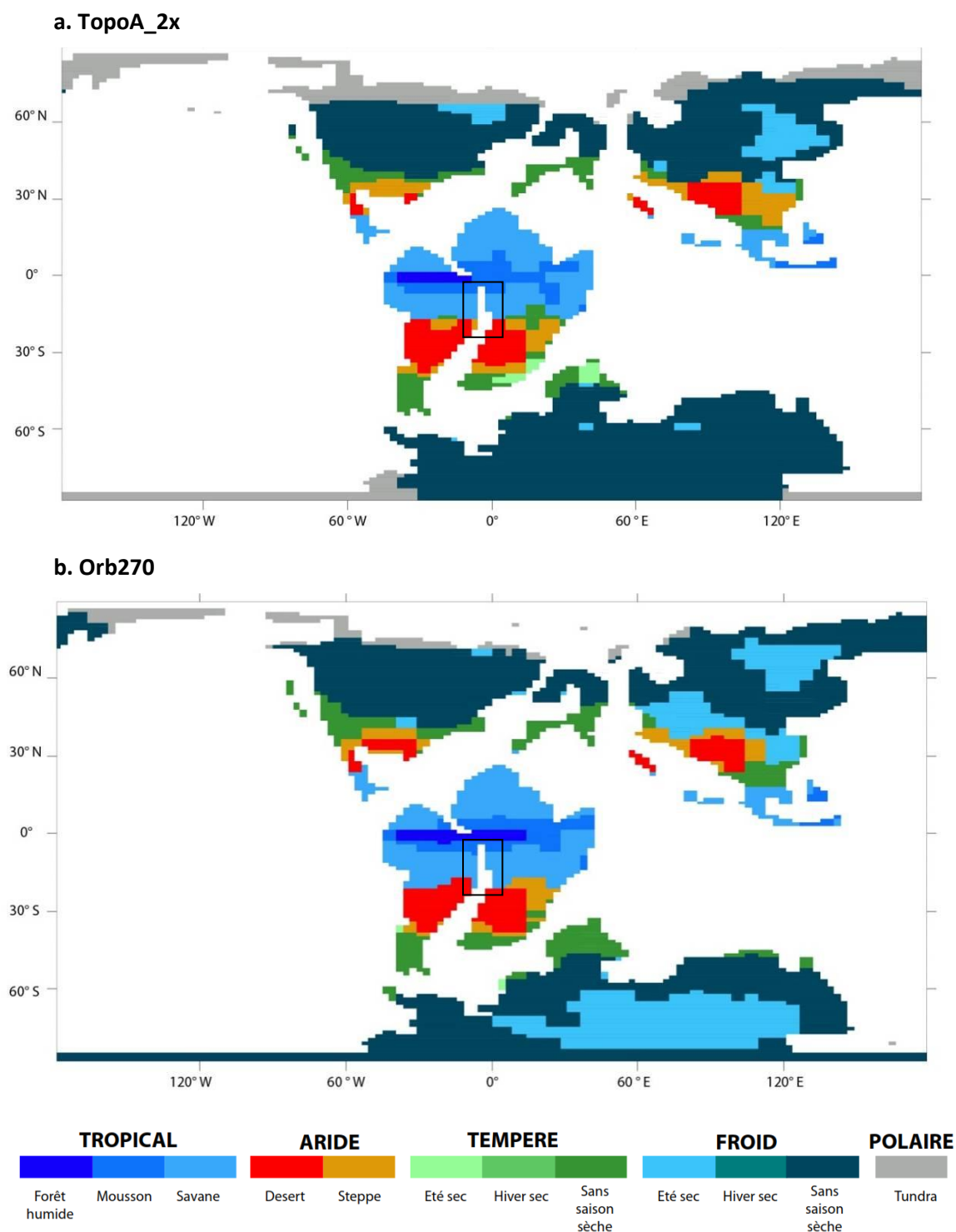


Figure 57: Diagnostic des types de climat à l'Aptien Supérieur selon la classification de Köppen-Geiger pour les simulations TopoA_2x (a) et Orb270 (b), et localisation du segment Central (cadre noir).

3.8. DISCUSSION COMPLÉMENTAIRE ET PERSPECTIVES

L'article présenté en section 3.4 a permis d'appréhender le climat à l'Aptien supérieur, et de déterminer les facteurs de contrôle de la mise en place des évaporites.

Depuis longtemps en effet, les dépôts d'évaporites ont été interprétés comme indicateurs de climats arides, impliquant alors que les évaporites de l'océan Atlantique Sud furent déposées sous des conditions similaires à l'Aptien supérieur (Chumakov et al., 1995). Nous avons, à travers ce travail, testé le potentiel pour la paléogéographie aptienne d'obtention d'un climat aride sur le segment Central.

Les modélisations climatiques ont montré la présence d'une ceinture climatique humide, au Nord de notre zone d'étude, impliquant des conditions peu favorables à la mise en place du sel, à cet endroit. Il apparaît alors difficile de concilier la présence de sels hautement solubles et volatiles conjugués à un climat humide au Nord du segment Central. Nous proposons ici un contrôle géodynamique pour expliquer la mise en place de ces sels hautement solubles, à travers la mise en place de flux hydrothermaux impliquant une contamination des saumures. Néanmoins, une saisonnalité marquée, avec la présence d'une saison sèche est indispensable pour permettre l'évaporation des saumures. Plus au Sud, nous concluons à un contrôle climatique pour la mise en place des évaporites à cet endroit, les conditions climatiques étant favorables. Ainsi, nous avons montré, pour ce cas, que les évaporites ne sont pas systématiquement associées à un climat aride, mais peuvent également résulter de l'existence de facteurs additionnels. A l'Aptien supérieur, il est probable qu'une ceinture climatique humide liée à la présence de la zone de convergence intertropicale soit présente au dessus du Gondwana.

Des simulations complémentaires ont été menées pour conforter la présence de la ceinture climatique humide, l'existence de variations saisonnières, et la présence du gradient climatique latitudinal dans le segment Central. Les simulations montrent que la variation du cycle précessionnel n'a pas d'impact sur la position de la zone de convergence intertropicale et par conséquent sur la saisonnalité et le gradient climatique. Les différences les plus importantes sont simulées lorsque la configuration orbitale entraîne une plus faible amplitude d'insolation solaire entre l'hiver et l'été, favorisant une diminution de la saisonnalité (étés plus froids et hivers plus chauds, Orb270). Cependant, même dans cette configuration, le gradient latitudinal, la saisonnalité et la position de la ceinture climatique humide demeurent présents. Par ailleurs, bien que l'utilisation d'un second modèle montre des précipitations diminuées et des conditions globales moins humides, ces différentes caractéristiques climatiques restent présentes.

Les différentes questions concernant l'estimation des paléoreliefs (plus particulièrement l'altitude des épaulements de rift) et l'emplacement des limites des bassins versants, ont également été abordées dans l'article présenté en section 3.4. La présence d'un fort relief au niveau des épaulements de rift impliquant des conditions plus humides et par conséquent moins favorables au dépôt des évaporites, nous concluons que le relief était probablement réduit au moment du dépôt du sel, et qu'il ne jouait plus le rôle de barrière topographique. Par ailleurs, la configuration paléogéographique des bassins versants semble être un facteur de contrôle majeur pour le dépôt des évaporites, puisque le routage du ruissellement dans le segment Central implique une dilution des saumures, et des conditions de salinité peu favorables.

Plusieurs conditions, paléogéographiques, géodynamiques et climatiques, doivent donc être réunies pour permettre le dépôt des évaporites:

- L'altitude des épaulements de rift doit être amoindrie pour limiter les précipitations par effet orographique.
- Les bassins versants doivent être réduits, pour restreindre le ruissellement et le déversement des eaux douces dans le segment Central.
- Une influence hydrothermale semble être indispensable pour justifier la présence des sels les plus solubles au Nord du segment Central dans des conditions climatiques les moins favorables.
- Une saisonnalité du climat est également primordiale, pour permettre l'évaporation des saumures et le dépôt du sel pendant la saison sèche.

Dans un dernier temps, l'utilisation de la classification climatique actuelle de Köppen comme diagnostic des climats à l'Aptien supérieur permet de définir le contexte climatique du segment Central au moment du dépôt du sel, et de mettre en évidence la variabilité climatique latitudinal sur notre zone d'étude. Ainsi, les fortes précipitations localisées au Nord reflètent un climat tropical de mousson, alors qu'un climat plus sec de savane tropicale est présent plus au centre, et un climat aride désertique à l'extrémité Sud de la zone (Figure 56).

Surimposées aux zones climatiques, les évaporites de l'Atlantique Sud ne semblent donc pas être mises en place sous un régime climatique aride mais tropical (Figure 58 a). Si l'on ajoute les évaporites mondiales déposées au Crétacé, ces dernières sont à l'inverse localisées dans des zones climatiques arides. Le contexte tectonique de rift pour le dépôt des évaporites de l'Atlantique Sud semble donc être un facteur de contrôle dominant. La présence d'un climat aride n'est par contre pas un critère déterminant.

Actuellement, il n'existe pas d'équivalent en taille et en minéralogie des évaporites de Saline Giant. Les évaporites actuelles sont principalement localisées dans des zones principalement arides, autour des latitudes 30° Sud et Nord. Néanmoins, quelques dépôts évaporitiques sont recensés à de plus faibles latitudes, et parfois situés sous la zone de convergence intertropicale (Figure 58 b). Cependant, le climat y est localement aride (lac Chad, lacs Magadi et Natron au Kenya, et Deh-e-Shotoran en Iran) ou tempéré - froid (lacs Chalaka, Puga Valley, Zhacang Caka, lac Zabuye, lac Dujiali en Inde et sur le plateau Tibétain). Cette observation soulève un point majeur concernant les modélisations climatiques. La classification actuelle de Köppen (1900) est mise à jour grâce à des études climatiques régionales, à très haute résolution. Ainsi, la classification de Peel *et al.* (2007) est basée sur un échantillonnage spatial et temporel très précis. De cette manière, un climat aride très localement dans une vaste zone tropicale, comme pour les lacs Magadi et Natron au Kenya, peut donc être référencé dans la classification actuelle. En revanche un tel climat régional est difficilement représenté par les simulations climatiques. Il convient donc de ne pas oublier l'échelle spatiale des outils de modélisation pour comparer leurs résultats aux données actuelles. Par ailleurs, si l'on reporte la position des charbons à l'Aptien supérieur, caractéristiques d'un climat plutôt humide et chaud, ces derniers sont situés dans des climats de type tempéré à froid, sans saison sèche. Le régime hydrologique de ce type de climat semble cohérent avec la localisation des charbons, mais les températures semblent quant à elles un peu froides. Les proxies sédimentologiques sont essentiels afin de discuter la validité des modèles climatiques, et proposer des barres d'erreurs.

Au Crétacé inférieur, la répartition géographique des évaporites est différente de l'actuelle, puisque les évaporites massives aptiennes sont localisées à des faibles latitudes, et dans des zones proches de l'équateur, soumises à des précipitations.

Les modèles climatiques montrent ainsi que les évaporites ne témoignent pas systématiquement de conditions arides, et que la saisonnalité liée au mouvement latitudinal de la zone de convergence intertropicale est un facteur de contrôle important dans la mise en place de ces sels. L'existence de cette zone de convergence intertropicale au Crétacé soulève la question de la stabilité et de l'immutabilité de la circulation générale atmosphérique dans les périodes très anciennes.

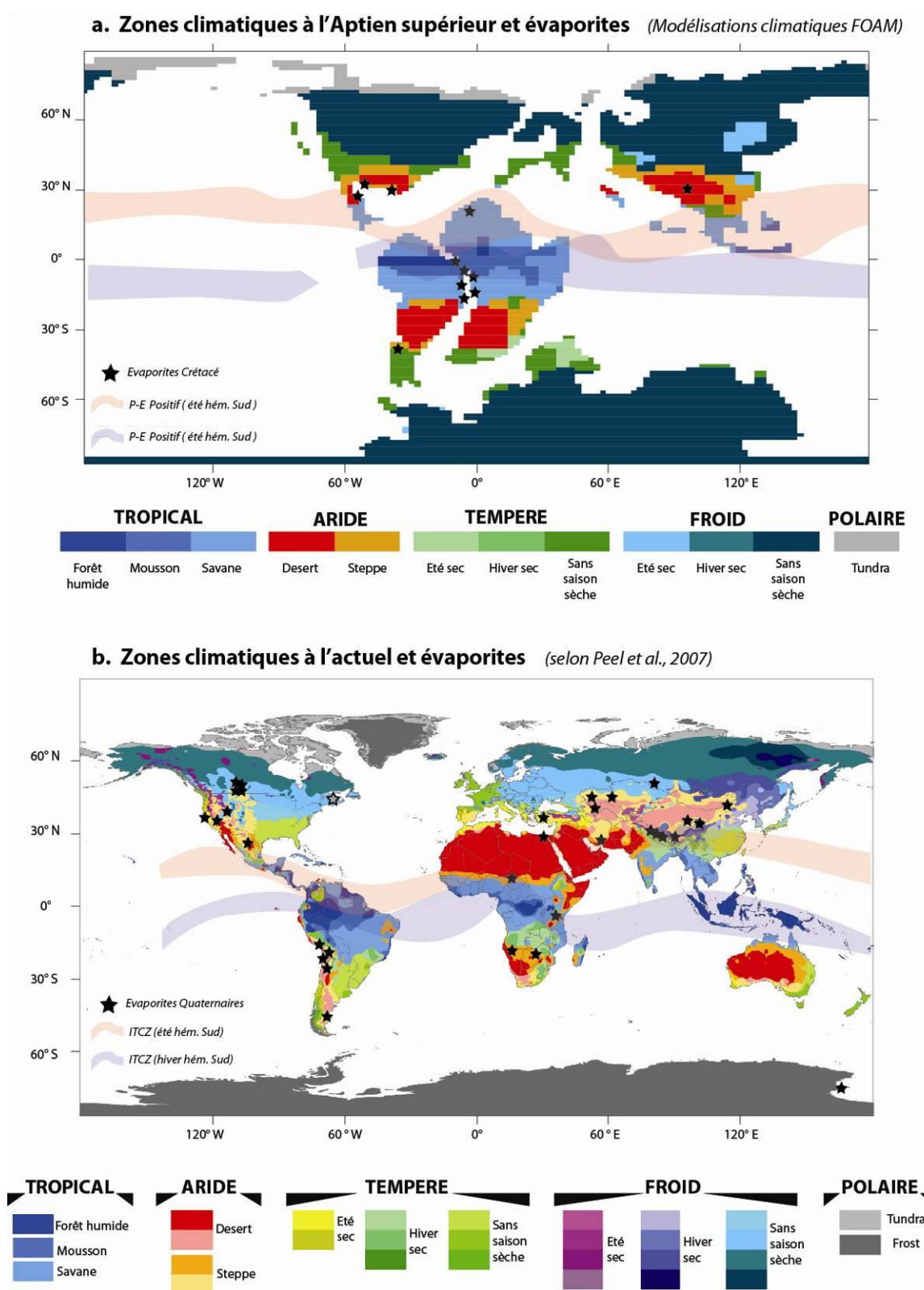


Figure 58:(a) Zones climatiques à l'Aptien supérieur selon la classification de Köppen et localisation des évaporites au Crétacé; (b) Zones climatiques actuelles selon Peel et al. (2007) et localisation des évaporites actuelles selon Warren (2010).

CHAPITRE IV

MODELISATIONS STRATIGRAPHIQUES

CHAPITRE 4 : MODELISATIONS STRATIGRAPHIQUES	179
4.1. INTRODUCTION	179
4.2. LES ÉVAPORITES DU SEGMENT CENTRAL : CONTEXTE DE MISE EN PLACE ET CONTRAINTES CLIMATIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES.....	180
4.2.1. Contexte de mise en place: les points encore en suspens	180
4.2.2. Contraintes paléogéographiques et climatiques sur la mise en place du sel	181
4.3. PREMIÈRE ÉVALUATION DU RÔLE DE L'ISOSTASIE SUR LE DÉPÔT DES ÉVAPORITES	185
4.4. MÉTHODOLOGIE	187
4.4.1. Principe de Dionisos	187
4.5. RÉSULTATS.....	196
4.5.1. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de FOAM	196
4.5.2. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de LMDZ.....	197
4.5.3. Conclusions préliminaires	198
4.5.4. Test de la saisonnalité à l'échelle de 20 000 ans.....	205
4.6. DISCUSSION DES RÉSULTATS ET PERSPECTIVES	211
4.6.1. Paramètres de contrôle de la formation du sel.....	211
4.6.2. Perspectives des modélisations	212

CHAPITRE 4 : MODELISATIONS STRATIGRAPHIQUES

4.1.INTRODUCTION

Les chapitres précédents ont permis de caractériser le climat au moment du dépôt du sel à l'Aptien inférieur et de préciser la paléogéographie du segment Central à cette époque. L'impact de ces deux facteurs de contrôle (climat et paléogéographie) et de leurs interactions sur le remplissage sédimentaire ne peut être actuellement que discutée de façon théorique. Nous allons dans cette partie, à travers la modélisation numérique, tester l'impact de ces deux facteurs. Par ailleurs, aucune étude 3D ne s'est jusqu'alors intéressée à restaurer l'architecture sédimentaire dans le segment Central au moment du dépôt des évaporites.

Le but de ce chapitre est de :

- Simuler le remplissage sédimentaire en intégrant les contraintes paléogéographiques et climatiques mises en évidence dans les chapitres précédents, pour comprendre leur impact sur la mise en place du sel.
- Déterminer quel était le facteur prédominant qui a contrôlé le dépôt des évaporites.

La première partie présente un résumé des contraintes climatiques et paléogéographiques mises en évidence dans les chapitres précédents au moment du dépôt du sel, ainsi que les différentes questions encore débattues. La seconde partie discute de l'influence de l'isostasie par le poids du sel. Les deuxième, troisième et quatrième parties s'articulent respectivement autour du fonctionnement du modèle, des données d'entrée, hypothèses de départ, et de la présentation des résultats. Enfin, la dernière section s'articule autour d'une discussion concernant les incertitudes du modèle et les nouvelles perspectives que ce travail a pu soulever.

4.2. LES ÉVAPORITES DU SEGMENT CENTRAL : CONTEXTE DE MISE EN PLACE ET CONTRAINTES CLIMATIQUES ET PALÉOGÉOGRAPHIQUES

4.2.1. Contexte de mise en place: les points encore en suspens

Les principales incertitudes concernant la mise en place des évaporites aptiennes portent sur (1) la durée de leur dépôt, et (2) leur environnement de dépôt.

4.2.1.1. Contexte de mise en place du sel

L'estimation du temps de dépôt est rendue difficile, car la datation de la base et du sommet des évaporites est elle-même incertaine. En effet, les méthodes sont différentes pour établir l'âge de début et de fin de la séquence évaporitique (cf. chapitre 1.5.2.1 *Datations, âge et durée du sel Aptien*), et l'estimation de la durée du sel peut varier entre 1 et 5 Ma. Certains auteurs ont essayé d'appréhender la durée de dépôt du sel par cyclostratigraphie (Dias, 1998 ; Freitas, 2006), mais les incertitudes concernant l'épaisseur initiale du sel et donc du nombre de cycles évaporitiques ne permet pas de statuer. Par ailleurs, d'autres auteurs tentent d'estimer le dépôt de sel par des méthodes numériques (Montaron & Tapponnier, 2010), mais seule une durée de dépôt minimum est proposée. Cependant, bien que les méthodes divergent, les auteurs s'accordent néanmoins pour dire que le sel se serait déposé sur une courte période de temps, et il est raisonnable d'estimer son temps de dépôt entre 600 000 ans et un à deux millions d'années.

L'environnement de dépôt est le second point de désaccord. Les auteurs discutent (1) la bathymétrie et (2) l'existence ou non d'une dépression topographique profonde au moment du dépôt du sel. Des arguments sédimentologiques (continuité du sel de la partie distale à la plateforme, absence de canyons, calcaires d'eaux peu profondes, forme des cristaux d'halite) suggèrent un environnement de dépôt très peu profond. Les arguments justifiant d'une dépression topographique initiale profonde sont eux d'ordre géodynamique. Ils s'appuient sur le calcul des taux de subsidence pour déposer le sel en 600 000 ans, alors estimés trop importants et irréalistes sans une dépression préexistante.

4.2.1.2. Conséquences sur l'estimation du taux de subsidence

Ce point de discussion nécessite que l'on s'y attarde : (1) comme discuté ci-dessus, l'estimation du temps de dépôt des évaporites n'est actuellement pas assez robuste. Si cette durée est sous-estimée, les taux de sédimentation des évaporites et de subsidence du bassin doivent alors être réévalués à la baisse. Le raisonnement est alors circulaire, puisque les taux de subsidence estimés pour justifier d'une topographie initiale profonde ou non sont basés sur l'estimation de l'âge du sel, elle même encore incertaine. (2) Par ailleurs, les arguments géodynamiques basés sur des taux classiques de subsidence ne semblent pas prendre en compte l'influence de l'isostasie causée par le poids du sel. Dans ce sens, Van den Belt & de Boer (2007) ont montré que la compensation isostatique durant le dépôt du sel peut avoir une influence majeure sur l'évolution de la subsidence du bassin évaporitique, en raison des densités plus fortes des minéraux.

4.2.2. Contraintes paléogéographiques et climatiques sur la mise en place du sel

Bien qu'aucun élément de réponse ne puisse être apporté sur les différents points cités ci-dessus, les chapitres précédents ont en revanche permis de préciser la paléogéographie du sel et le climat au moment de son dépôt.

4.2.2.1. Contraintes climatiques

Les évaporites aptiennes de l'Atlantique Sud se sont déposées à proximité de l'équateur, aujourd'hui humide, soulevant alors des questions concernant le climat au moment de leur dépôt. Les modélisations climatiques présentées dans le *Chapitre 3 : Modélisations climatiques* ont montré que la position des aires continentales et océaniques dans le contexte d'ouverture de l'Atlantique Sud n'a pas perturbé la dynamique atmosphérique au point d'aridifier l'équateur. Deux modèles climatiques ont ainsi permis de mettre en évidence deux résultats majeurs concernant (1) la saisonnalité et (2) la répartition des pluies dans le segment Central au moment du dépôt du sel :

- le segment Central, proche de l'équateur à l'Aptien supérieur, est soumis à des variations climatiques saisonnières importantes, impliquant l'existence de saisons sèches et humides.

- durant la saison humide, les précipitations ne sont pas uniformément réparties dans le segment Central, puisqu'elles sont localisées dans le secteur Nord. Au Sud du segment Central, les précipitations sont nulles.

4.2.2.2. Contraintes paléogéographiques

Le *Chapitre 2: Synthèse paléogéographique* a quant à lui permis de préciser la paléogéographie du segment Central au moment du dépôt du sel, ainsi que les reliefs et la configuration des bassins versants à cette époque et juste avant son dépôt.

Le sel est ainsi présent dans tous les bassins du segment Central, à l'exception du bassin de Jacuipe et d'Alagoas au Nord du segment Central, où des sédiments siliciclastiques sont déposés. Le sel est continu le long des marges africaine et brésilienne, et plusieurs assemblages évaporitiques sont recensés : au Nord, les évaporites sont composées d'halite et de sels très solubles comme la carnallite, et présentent également de fortes épaisseurs de sel très concentré, la tachyhydrite (bassin de Sergipe, du Gabon et du Congo, Wardlaw, 1972). Plus au Sud, les évaporites sont principalement constituées d'anhydrite et d'halite, bien que des intercalations de sels plus solubles soient référencées dans le bassin de Santos.

L'entrée d'eau marine dans le bassin, permettant le dépôt du sel, s'effectue soit par le Nord, soit par le Sud. Les arguments basés sur des données géochimiques ou sur la provenance des espèces marines semblent en effet indiquer une origine des eaux marines par le Nord, via les bassins de Sao Luis, Parnaiba, Araripe and Almada (e.g. Arai, 2009). Cependant, l'existence de carbonates marins dans le bassin de Namibe suggère un passage possible des eaux marines également par le Sud. Bien que l'âge de ces carbonates marins ne soit pas précis en raison de l'absence de datation biostratigraphique pour ce bassin, il est néanmoins important de considérer cette hypothèse.

Au moment du dépôt du sel, le bassin est supposé plat. Les environnements de dépôts présents dans le segment Central avant le début du sel évoluent de lacs peu profonds à des environnements plus continentaux deltaïques. Cependant, la présence possible d'une proto-

croûte océanique au niveau de la « CEB rise » au Nord du segment Central suggère une zone légèrement plus haute à cet endroit.

Les reliefs du bassin évaporitique sont réduits à l'Aptien supérieur. Ils sont en effet supposés maxima au Valanginien, puis aplanis (cf. *Chapitre 2: Synthèse paléogéographique*). Par ailleurs, les modélisations climatiques (cf. *Chapitre 3 : Modélisations climatiques*) ont montré que (1) la surface des bassins versants alimentant le rift devait être réduite pour favoriser la mise en place du sel, et (2) que les reliefs de rift ne jouaient plus le rôle de barrière topographique.

Les contraintes paléogéographiques (bassin versant, altitude des reliefs, profondeur du bassin) et climatiques (saisonnalité, humidité au Nord) nous ont aidé à spécifier les différents scénarios à tester dans la modélisation stratigraphique. Avant tout, une première approche 1D est proposée afin d'estimer l'influence de l'isostasie pouvant être induite par le poids du sel.

4.3.PREMIÈRE ÉVALUATION DU RÔLE DE L'ISOSTASIE SUR LE DÉPÔT DES ÉVAPORITES

Comme nous l'avons évoqué ci-dessus, l'environnement de dépôt des évaporites, soit la topographie du bassin et la bathymétrie au moment du dépôt du sel, est encore très discuté en raison de la subsidence trop importante qu'implique un bassin initialement peu profond au début du dépôt des évaporites. Cependant, les auteurs ne font pas mention de la subsidence pouvant être créée par le poids du sel. Un modèle 1D de calcul de la salinité dans un bassin est proposé ici, permettant *in fine* de calculer la subsidence par isostasie au cours du temps en réponse au dépôt du sel. La salinité dans le bassin est calculée au cours du temps, en fonction de plusieurs paramètres d'entrée, que sont (1) le volume d'eau initial, (2) le flux marin entrant, (3) les apports d'eaux douces, et (4) l'évaporation. La loi d'Airy, intégrée à ce modèle, permet d'estimer à chaque pas de temps la subsidence liée au poids du sel.

Le bassin est considéré comme fermé, impliquant qu'aucun flux sortant n'est pris en compte. Si les conditions climatiques permettent la concentration des saumures, la salinité augmente dans le bassin. Lorsque qu'elle atteint le seuil de saturation d'un minéral évaporitique, par exemple dans le cas présent l'halite, alors la masse, le volume et l'épaisseur de sel déposé sont calculés. Le code est adapté des travaux de Montaron & Tapponier (2010), et détaillé en Annexe 6. Les résultats ci-dessous présentent l'évolution de l'épaisseur cumulée et de la subsidence par isostasie obtenue pour une simulation d'un million d'année.

- Un modèle initial est proposé pour tester les hypothèses d'un bassin de type *peu profond - eaux peu profondes* en utilisant :

- des paramètres d'entrée climatiques (évaporation et précipitation moyennes annuelles) directement issus du modèle climatique LMDZ pour la zone d'étude (respectivement 734,2 mm/an et 330,3 mm/an, soit $69,7 \cdot 10^{10} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ et $31,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$).
- Pour tester l'hypothèse d'un bassin *peu profond - eaux peu profondes* un volume d'eau de mer entrant calculé pour conserver une hauteur d'eau constante dans le bassin fixée à deux mètres (volume d'eau de mer entrant = évaporation - précipitations).

Dans ce cas, l'épaisseur de sel déposée dans le bassin en 1 Ma atteint 6500 mètres. Les conditions climatiques étant favorables, la quantité de sel déposée est fortement dépendante de la quantité de sel apportée par le flux d'eau de mer apporté. La valeur de ce flux d'eau de mer, calculée pour conserver une hauteur d'eau dans le bassin fixée à 2m, est trop importante.

- Pour obtenir une épaisseur de sel fixée à 2100 mètres, soit l'épaisseur pouvant être atteinte dans les centres des bassins, les paramètres d'entrée ont du être ajustés de cette manière :

- L'évaporation est inchangée et issue du modèle LMDZ
- Le volume d'eau de mer est ajusté à $12,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$
- Le volume d'eau douce est ajusté à $57,3 \cdot 10^{10} \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$

Pour cette épaisseur de sel, la subsidence par isostasie calculée grâce à la loi d'Airy et pour la densité de l'halite ($d=2,2$) atteint de très fortes valeurs, proches de 1200 mètres, représentant environ plus de 50% de l'épaisseur totale (Figure 59). Les auteurs qui contestent l'existence d'un bassin peu profond pour le dépôt du sel en se basant sur les taux de subsidence trop importants dans cette configuration devraient prendre en compte ce processus de subsidence. Les taux de subsidence tectonique sont plus communs lorsque l'isostasie est retirée. Ce processus devient encore plus important si les autres types de sel sont considérés, comme l'anhydrite, dont la densité est proche de 3. Cependant, en raison du contexte particulier de dépôt du sel sur une croûte amincie, il est important de rester prudent sur ce calcul d'isostasie calculé d'après la loi d'Airy.

Dans tous les cas, il apparaît avant tout indispensable que le modèle d'âge du sel soit précisé avant d'en déduire des taux de subsidence et de justifier par là des environnements de dépôts.

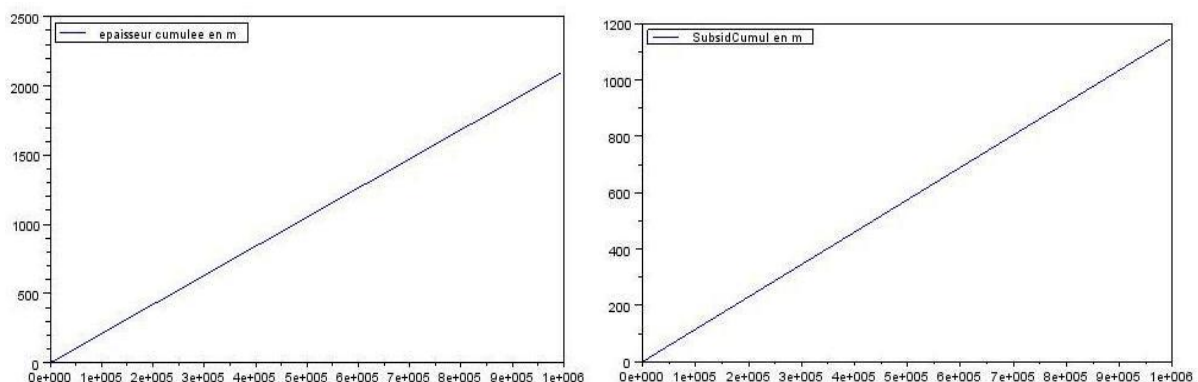


Figure 59: (a) Epaisseur de sel cumulée (en mètres) et (b) subsidence par isostasie (en mètres) calculées sur 1 Ma.

4.4. MÉTHODOLOGIE

4.4.1. Principe de Dionisos

L'approche numérique avec le modèle dionisos va quant à elle permettre d'apporter des éléments de réponse pour discuter l'influence du climat et de paléogéographie sur la dynamique du sel.

Le modèle stratigraphique 3D Dionisos (Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation, Granjeon, 1996), permettant de simuler l'évolution de la géométrie et du remplissage du bassin au cours du temps, a été utilisé pour modéliser le remplissage évaporitique du segment Central. Dans ce modèle, le transport de sédiments dans le bassin suit une loi de diffusion, liée à la pente du sol et au flux d'eau s'écoulant sur chaque maille. Les taux de sédimentation ou d'érosion sur chaque cellule sont calculés en fonction du transport de sédiment et des lois de conservation de la masse.

A chaque étape, le modèle calcule (1) l'estimation de l'espace disponible pour les sédiments (ou accommodation), définie par la somme de la subsidence du bassin et de l'eustatisme, (2) quantifie les apports sédimentaires, par le biais d'une érosion amont des reliefs ou d'une production in situ (carbonates ou évaporites), et (3) calcule le transport et de la répartition des sédiments, selon des lois de diffusion.

L'accommodation peut quant à elle être définie de deux manières : elle peut résulter de l'addition des variations eustatiques et de subsidence du substratum du bassin, mais peut également correspondre à la somme de l'épaisseur de sédiments cumulés (espace comblé) et de la bathymétrie (tranche d'eau au moment du dépôt) à un instant donné, (*Figure 60*).

A l'état initial du modèle avant ce travail de thèse, aucun calcul de salinité n'était effectué dans le modèle, pouvant permettre de diagnostiquer la présence ou l'absence d'évaporites dans le bassin. Le code numérique a donc du être complété pour calculer à chaque étape la salinité dans le bassin.

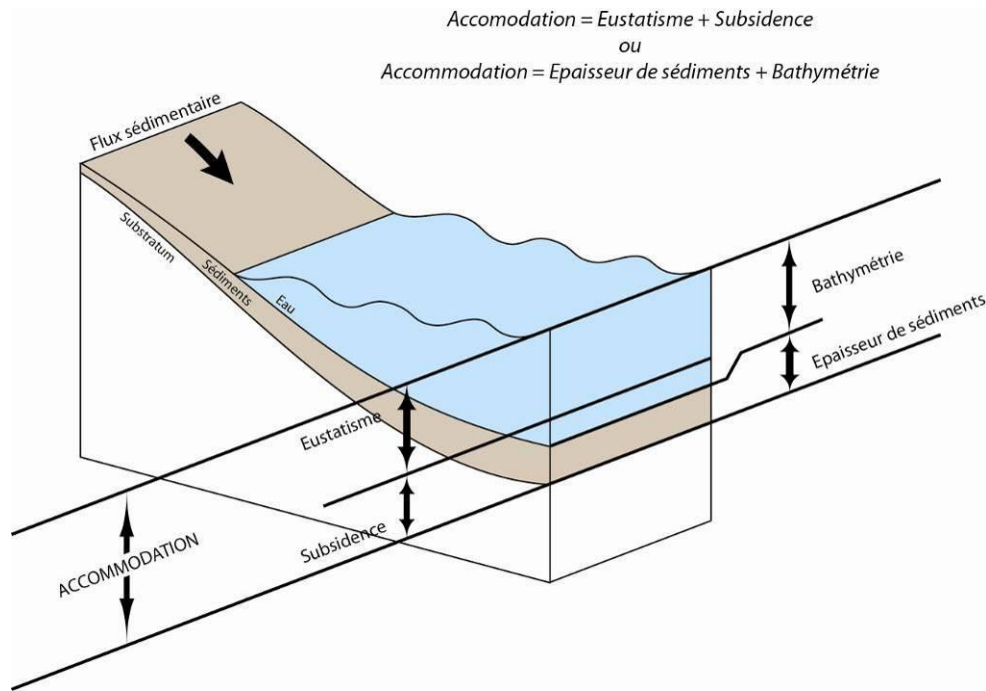


Figure 60: Définition de l'accommodation

4.4.1.1. Module « évaporite » du modèle Dionisos, et calcul de la salinité

La salinité dans le bassin est le critère qui permet de déterminer la présence de conditions favorables pour le dépôt d'évaporites. Pour cette raison, un module permettant d'effectuer un bilan de salinité à chaque étape a été ajouté au modèle Dionisos. Trois paramètres sont pris en compte dans ce calcul : (1) les apports d'eaux marines salées à 35 g.l⁻¹ dans le bassin, (2) les apports d'eau douce, et (3) l'évaporation.

- Les apports d'eau marine dans le bassin sont calculés à chaque étape de temps de la manière suivante : si les conditions climatiques permettent l'évaporation de l'eau du bassin (lorsque l'évaporation est supérieure aux précipitations), le volume d'eau de mer apporté dans le bassin est égal à la somme des volumes (1) évaporé, (2) créé par subsidence et (3) créé par compaction des sédiments. Lorsque les conditions climatiques ne sont pas favorables à l'évaporation (les précipitations sont alors supérieures à l'évaporation), le volume d'eau du bassin extrait est équivalent à celui fourni par les précipitations auquel est retiré le volume créé par subsidence et par compaction des sédiments (Figure 61).

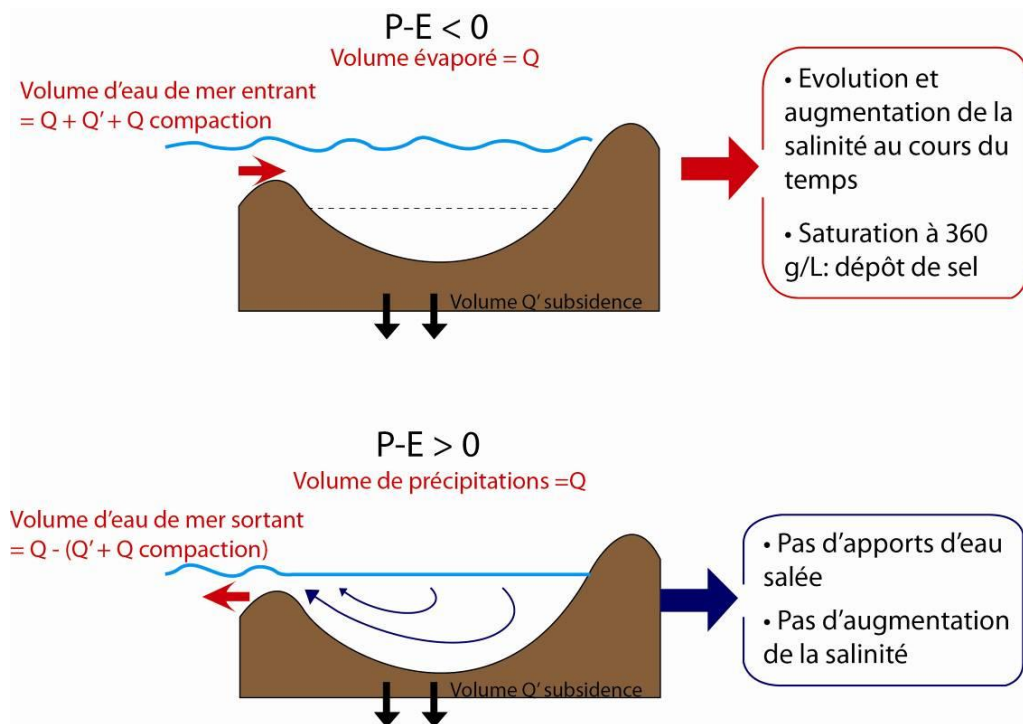


Figure 61: Représentation du calcul de la salinité avec le modèle Dionisos (Avec P : précipitations, E : évaporation, et Q : un volume).

- Les paramètres climatiques (évaporation et précipitations) sont eux utilisés comme paramètres d'entrée. Dans le modèle, l'évaporation et les précipitations ne sont pas prises en compte de la même manière. Les précipitations sont définies sur l'ensemble du bassin (bassin versant et surface du lac), alors que l'évaporation n'est calculée que sur la surface du lac, impliquant un biais lors du calcul du $P-E$ dans le modèle (précipitations - évaporation). En effet, lorsque le modèle calcule la différence des précipitations et de l'évaporation sur le bassin versant, en réalité seules les précipitations sont prises en compte, et sont alors surestimées. Le modèle ne prend pas en compte la quantité d'eau évaporée du sol, impliquant une surestimation de l'effet des précipitations.

Pour palier à ce biais, nous n'avons pas utilisé directement les cartes de précipitations (P) et d'évaporation (E), mais une carte de $P-E$. Les valeurs positives du $P-E$ (représentant les précipitations effectives) ont été intégrées comme carte de précipitations dans Dionisos, et les valeurs négatives (représentant l'évaporation effective) ont été prises en compte comme carte d'évaporation (Figure 62). Ainsi, les précipitations sur les bassins versants ne sont pas surestimées, et correspondent à l'eau douce qui arrive dans le bassin.

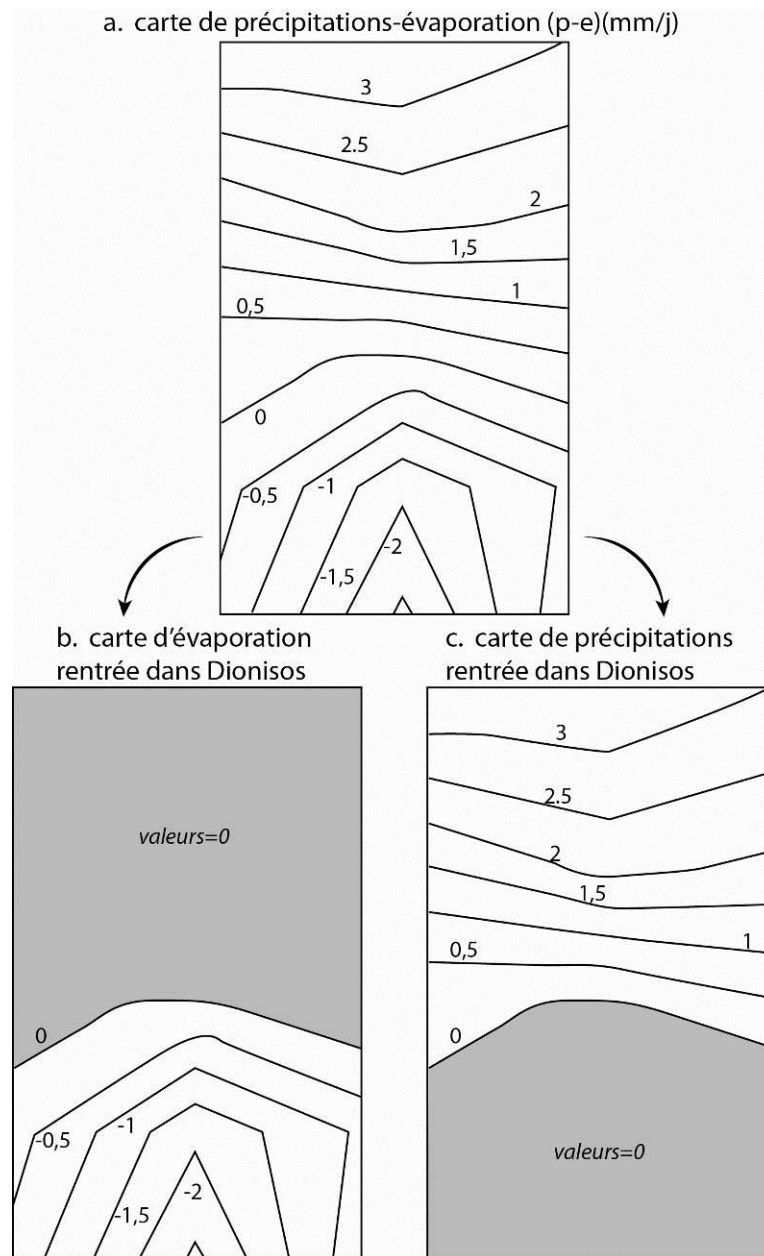


Figure 62: (a) Carte de P-E (précipitations -évaporation) issue du modèle climatique FOAM, utilisée comme carte d'évaporation (b) et de précipitations (c).

4.4.1.2.Limites du module de calcul de la salinité

Plusieurs simplifications et hypothèses ont été faites pour calculer la salinité dans le bassin.

Tout d'abord, la dynamique océanique n'est pas prise en compte dans le modèle. Les masses d'eau sont donc supposées être uniformes et homogènes dans l'espace, sans stratification à chaque instant. Les équations de calcul de la salinité reflètent ainsi des masses

d'eau équilibrées, et ne peuvent pas représenter l'état transitoire lorsque les saumures s'équilibrent, à la suite de variations climatiques à petite échelle par exemple (saturation en surface des saumures ou mélange des eaux du bassin). Pour cette raison, les modélisations stratigraphiques avec Dionisos ne peuvent pas être effectuées à de petites échelles de temps, et prendre en compte la saisonnalité du climat. Pour cela, le modèle devrait prendre en compte l'état transitoire pendant lequel la salinité s'équilibre, entre la saison sèche et la saison humide.

Quatre simplifications sont effectuées dans le calcul de la salinité dans Dionisos :

- Les infiltrations à travers la barrière sont inexistantes dans le calcul de la salinité (Figure 64). Nunn & Harris (2007) ont récemment montré que l'infiltration d'eau de mer à travers la barrière de Walvis ne pouvait pas maintenir un niveau d'eau suffisant dans le bassin, mais en revanche pouvait fournir une source suffisante de soluté. Il est cependant difficile d'évaluer ce taux d'infiltration à travers la barrière, qui dépend (1) de la perméabilité de la barrière, liée à son degré de fracturation et à la perméabilité de la roche, (2) de la hauteur d'eau dans le bassin évaporitique, qui jouera un rôle sur le différentiel hydrostatique et sur la circulation des flux dans la barrière, et (3) de la morphologie de la barrière qui peut contrôler le routage des eaux en son sein (Figure 63).

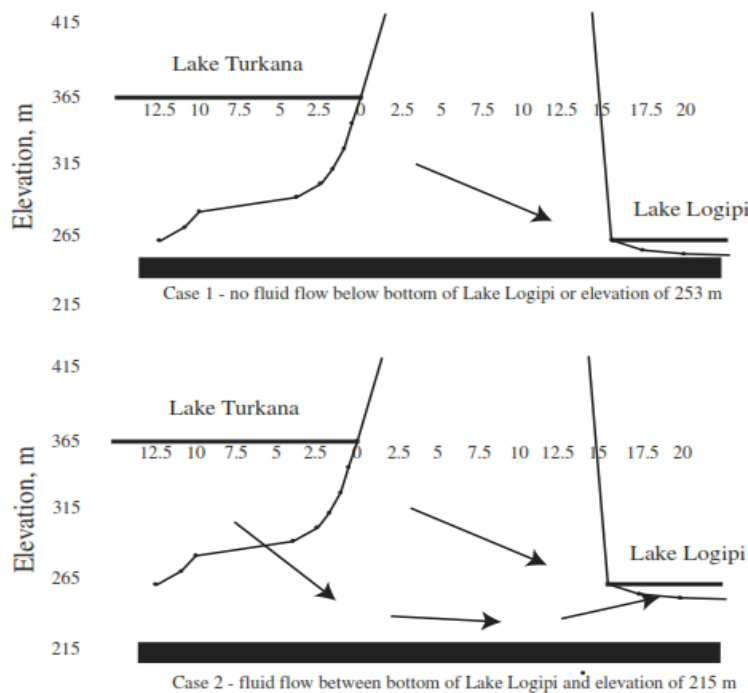


Figure 63:

Schéma de routage des eaux de mer dans une barrière selon sa morphologie, cas des lacs Turkana et Logipi (Nunn & Harris, 2007).

- La deuxième simplification implique qu'aucun retour d'eaux saturées vers l'océan n'est pris en compte (Figure 64). Il est difficile d'estimer ce débit retour dans les modélisations. Dans la Méditerranée actuellement, le rejet de sel est équilibré entre la masse sel rejetée et la masse de sel admise avec le flux entrant. Des auteurs (Tsimplis & Bryden, 2000) ont récemment estimé le flux entrant (NASW, North atlantic surface water) à $2.08.10^{13} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ au détroit de Gibraltar (de salinité égale à $26,18 \text{ g.L}^{-1}$) et $1.80.10^{13} \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ pour le flux sortant (MSOW, Mediteranean sea overflow Water, de salinité égale à $37,9 \text{ g.L}^{-1}$). Ces flux sont respectivement 22 et 21 fois le déficit hydrique, mais la variation de ce rapport est difficile à évaluer pour un bassin évaporitique ancien de la taille du segment Central, par manque d'analogues actuels. L'influence de flux sortant est importante, car elle permet de réguler et contrôler la vitesse de saturation des saumures. L'évolution de la salinité dans le bassin sera beaucoup plus rapide dans le cadre de nos modélisations, et le temps de dépôt des évaporites ne pourra pas donc pas être discuté.

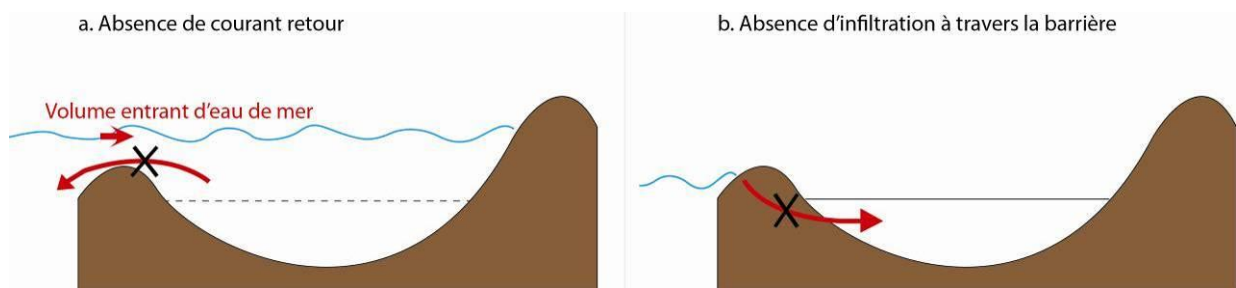


Figure 64: simplifications effectuées pour le calcul de la salinité avec Dionisos. (Avec p : précipitations, E : évaporation, et Q : un volume). (a) Absence de courant retour, et (b) Absence d'infiltration à travers la barrière.

- La troisième simplification concerne l'évolution du taux d'évaporation en fonction de la concentration de la solution (cf. section 1.5.1.1). Ce processus n'est pas représenté.
- Enfin, la chimie des saumures n'est pas prise en compte. Le seuil de saturation des eaux des saumures est fixé à 180 g.L^{-1} pour le gypse et 360 g.L^{-1} pour la halite, pour permettre la différenciation de ces deux minéraux évaporitiques, mais les minéraux plus solubles comme la carnallite, la sylbite ou la tachyhydrite, présents dans le Nord du segment Central ne pourront pas être utilisés pour comparer et discuter les résultats du modèle.

Indépendamment du calcul de la salinité, les processus calculés dans le modèle Dionisos sont ceux pouvant être définis par une équation de diffusion. Les processus hydrodynamiques comme les incisions ne sont donc pas pris en compte.

4.4.1.3.Scénarios de test

En raison des discussions et désaccords portant sur la topographie du bassin (profond ou peu profond), ces deux configurations ont été testées.

- Dans la configuration de type *bassin profond-eaux profondes*, le bassin présente une dépression initiale de 1000m, et l'épaisseur de la tranche d'eau atteint 1000 mètres dans les parties les plus profondes (Figure 65 a).
- Dans le cas du bassin de type *bassin peu profond-eaux peu profondes*, la topographie et la tranche d'eau initiales sont faibles, comprises entre 1 à 5 mètres (Figure 65 b).

La configuration du bassin de type *bassin profond - eaux peu profondes* n'a pas pu être modélisée en raison du calcul du flux entrant dans le bassin. Le bassin est connecté au niveau global de la mer, et le flux comble la dépression. Dans ce cas, il n'est pas possible numériquement de maintenir une bathymétrie de quelques mètres dans un bassin topographiquement profond avec un apport d'eau continu. Cela soulève également la question de la réalité géologique de ce type de configuration. Si la connexion entre le bassin et la mer s'effectue par un détroit ou un canal, il semble difficile de maintenir un apport d'eau assez restreint pour conserver des conditions d'eaux peu profondes dans un bassin topographiquement profond. Les infiltrations d'eau marine à travers la barrière n'étant également pas représentées dans le modèle, aucun flux entrant dans l'état actuel du modèle ne permet de simuler une faible bathymétrie dans un bassin topographiquement profond et non connecté à l'océan mondial.

Plusieurs hypothèses portent également sur la configuration des apports d'eaux marines dans le bassin, c'est pourquoi deux connexions ont été simulées:

- une connexion marine via le bassin de Namibe au Sud du segment Central ;
- une connexion au Nord, proche des bassins d'Espirito et Almada (Figure 65).

Enfin, les valeurs de P-E issues des deux modèles climatiques FOAM et LMDZ ont été utilisées dans les modélisations stratigraphiques. Pour les deux modèles, les précipitations sont

localisées dans la partie Nord du segment Central (e.g. Figure 62 pour le modèle FOAM), et l'évaporation au Sud. La répartition latitudinale des pluies est similaire entre les deux modèles, mais les valeurs de précipitations et d'évaporation sont plus importantes dans le modèle FOAM. Les valeurs moyennes annuelles de P-E des modèles ont dans un premier temps été utilisées.

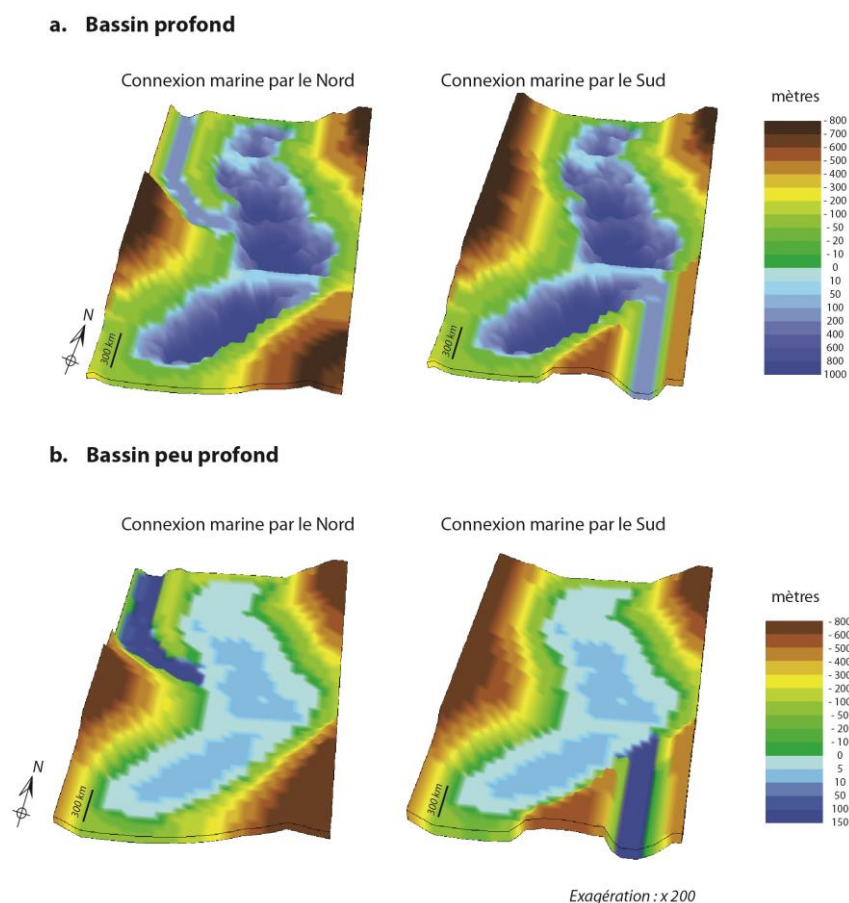


Figure 65: Bathymétrie et relief pour les bassins de type profond (a) et peu profond (b) utilisés dans les modélisations stratigraphiques.

Au moment du dépôt du sel, le bassin est supposé plat mais il est possible qu'une proto-croûte océanique se soit mise en place au niveau de la CEB rise (cf *Chapitre 2: Synthèse paléogéographique*). Pour cette raison, une zone légèrement plus haute, mais immergée a été représentée à cet endroit, permettant également d'individualiser la partie Nord du segment Central. Au Sud, aucune zone haute n'est référencée dans le bassin. Pourtant, les cartes de répartition du *sag* (Figure 40), et d'épaisseur du sel (Annexes 7 et 8) indiquent une répartition différentielle des sédiments de part et d'autre de la zone de fracture de Luanda, et une épaisseur de sel plus faible à la verticale de la zone de fracture. Pour ces raisons, nous avons ajouté une zone légèrement plus haute à cet endroit. Les épaulements de rift, supposés aplanis, ont été limités à 800m.

4.4.1.4. Définition des paramètres d'entrée

La modélisation s'effectue donc en trois étapes, qui sont le calcul (1) de l'accommodation, (2) des volumes sédimentaires et (3) de leur mode de transport. Les paramètres d'entrée qui permettent de contraindre ces différentes étapes sont donc importants.

4.4.1.4.1. L'accommodation

Pour définir l'accommodation, définie par la somme de l'épaisseur de sédiments cumulés (espace comblé) et de la bathymétrie à un instant donnée, de nombreuses données permettant de quantifier l'épaisseur de sel dans tout le segment Central ont été utilisées. En compilant les cartes d'isopaques du sel publiées pour les bassins de la marge brésilienne (Annexe 7), et les coupes sismiques disponibles pour les bassins de la marge africaine, une estimation de l'épaisseur du sel a été réalisée à l'aide du logiciel Gocad. Les différentes étapes de reconstruction de la carte d'épaisseur du sel dans le segment Central sont détaillées dans l'Annexe 7.

La subsidence par isostasie n'a pas été prise en compte dans les modélisations, car cette dernière est déjà intégrée dans le calcul de l'accommodation défini par la somme de l'épaisseur de sédiment et de la bathymétrie. L'influence de cette dernière a en revanche été discutée précédemment (cf. section 4.3).

4.4.1.4.2. Les flux sédimentaires

Plusieurs types de transport peuvent être modélisés : un transport à long terme de faible énergie, un transport à court terme de forte énergie, un transport par déstabilisation de pente, et enfin un transport par les courants littoraux. Pour ce travail, seul le transport à long terme de faible énergie a été pris en compte. Les coefficients de transport marins et continentaux ont été calculés en fonction de la granulométrie des sédiments (sables, argiles), de la pente continentale, et de la pente marine (Tableau 6).

	Sables	Argiles	Carbonates	Gypse	Halite
Continental (km ² /an)	858	3590	1600	718	718
Marin (km ² /an)	11.7	205	41.1	8230	8230

Tableau 6: Valeurs des coefficients de transport utilisés pour les modélisations stratigraphiques.

4.5. RÉSULTATS

En raison du temps de calcul important pour effectuer 1 000 000 années de modélisation avec un pas de temps de 20 000 ans, les résultats présentés ci-dessous correspondent aux 100 000 premières années de chaque modélisation. Avec un pas de temps plus grossier, chaque modélisation a été vérifiée sur 1 000 000 années. Les résultats présentés au bout de 100 000 ans sont représentatifs de l'évolution globale sur 1 000 000 années. Les cartes présentées dans ces résultats ont été choisies pour illustrer les étapes importantes dans l'évolution du remplissage sédimentaire.

Pour discuter et comparer les épaisseurs de sédiments modélisés avec ceux réellement déposés, trois puits ont été géoréférencés et positionnés dans le segment Central : les puits RJS-598 D et SPS-04-A, Freitas (2006) et Poço U (Cruz et al., 2007), respectivement nommés dans le texte « Santos deep », « Santos marge », et « Sergipe ». L'épaisseur de sel dans chaque puit est respectivement 800 mètres (épaisseur minimale), 500 mètres, et environ 400 mètres.

Pour chaque simulation, les résultats décrivent (1) l'acheminement des eaux de ruissellement, (2) la présence ou l'absence d'évaporites et la répartition des autres faciès sédimentaires, et (4) l'épaisseur de sel accumulée.

4.5.1. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de FOAM

4.5.1.1. Bassin peu profond

- Connexion marine par le Sud : dans cette configuration, le ruissellement circule dans tout le bassin. Les évaporites, constituées d'halite, sont localisées dans la partie Sud du segment Central dès le premier pas de temps de calcul. A 70 000 ans de calcul, le sel est remplacé par des carbonates. L'épaisseur cumulée d'évaporites au bout de 100 000 ans est nulle, car ces dernières sont érodées et ne sont pas préservées (Figure 66a).

- Connexion marine par le Nord : dans cette configuration, le ruissellement est confiné à la partie Nord du segment Central. Des évaporites, constituées d'halite, sont déposées dès le premier pas de temps de calcul dans la moitié Sud du segment Central, là où le ruissellement est

nul. Au bout de 100 000 ans, l'épaisseur de sel atteinte dans le puits de « Santos deep » est de 145 mètres, et aucun sel n'est enregistré dans les puits « Santos marge » où la sédimentation détritique prédomine, et ni dans celui de « Sergipe », où les sédiments sont érodés (Figure 66b).

4.5.1.2. Bassin profond

- Connexion marine par le Sud : le ruissellement circule dans tout le bassin dans cette configuration. Aucune évaporite n'est déposée, du début à la fin de la simulation. Les sédiments sont sableux, et quelques argiles sont déposées dans les parties les plus profondes du segment Central (Figure 67a).

- Connexion marine par le Nord : le ruissellement est localisé dans la partie Nord du segment Central. Des évaporites, constituées de gypse, se déposent au début de la modélisation dans la partie Sud du segment Central. Au bout de 24 000 ans, deux saumures de salinité distincte se différencient, permettant le dépôt d'halite dans la partie Sud du segment Central, et de gypse au Nord (Figure 67b). Au bout de 50 000 ans, plus aucune évaporite n'est déposée. Au bout de 100 000 ans, 150 mètres de sel se sont déposés dans le puits « Santos deep », 80 mètres dans le puits « Santos marge », et aucun sel n'est présent dans le puits « Sergipe ».

4.5.2. Résultats des modélisations avec les conditions climatiques moyennes annuelles issues de LMDZ

4.5.2.1. Bassin peu profond

- Connexion marine par le Sud : le ruissellement est plus faible avec ces conditions climatiques, mais il circule dans tout le bassin. Des évaporites sont déposées, mais sont très localisées et confinées à l'extrémité Sud du segment Central. Les faciès évoluent entre l'halite et le gypse au cours de la modélisation. Aucune évaporite ne se dépose au Nord du segment Central. Les épaisseurs de sel déposées en 100 000 ans dans les puits de « Santos deep » et « Santos marge » sont respectivement 40 mètres et 5 mètres.

- Connexion marine par le Nord : le ruissellement est confiné à la partie Nord du segment Central. Les évaporites se déposent dans la moitié Sud du bassin, et sont constituées d'halite et de gypse. Aucun sédiment évaporitique ne se dépose dans la moitié Nord du segment Central.

L'épaisseur de sel déposée en 100 000 ans dans les puits de « Santos deep » et « Santos marge » est respectivement de 200 mètres et 10 mètres.

4.5.2.2. Bassin profond

- Connexion marine par le Sud : le ruissellement restreint au secteur Nord du segment Central. Dans cette configuration, des évaporites sont déposées dans tout le segment Central. Elles apparaissent au bout de 100 000 ans et sont constituées de gypse. Cette simulation, marquée par la présence de sel dans tout le segment Central, a été poursuivie jusqu'à 1 000 000 années. Les faciès évaporitiques déposés sont uniformes dans le segment Central, et constitués de gypse, puis de halite jusqu'à la fin de la modélisation. L'épaisseur totale atteinte à 1 000 000 années est de l'ordre de 2910 mètres dans le puits de « Santos profond », 250 mètres dans le puits de « Santos marge », et presque 100 mètres dans le puits « Sergipe ». Si l'on compare aux logs de référence publiés dans la littérature (Freitas, 2006, Cruz et al., 2009) les épaisseurs atteintes sont trop importantes dans le puits Dionisos de « Santos deep » (800 mètres pour Freitas, 2006) et trop faibles dans les puits de « Santos marge » (500 mètres pour Freitas, 2006) et « Sergipe » (800 mètres pour Cruz et al., 2009), mais l'ordre de grandeur est respecté.

- Connexion marine par le Nord : le ruissellement est localisé dans la partie Nord du segment Central. Des évaporites sont déposées dans une grande partie du segment Central, dès les premières étapes de calcul. Les faciès enregistrés sont principalement du gypse, bien que de la halite soit temporairement présente au début des modélisations, et enregistrée dans la partie Sud. L'épaisseur de sel atteinte est de 120 mètres dans le puits « Santos deep », 105 mètres dans le puits « Santos marge », et seulement 5 mètres dans le puits « Sergipe ».

4.5.3. Conclusions préliminaires

- Lorsque la connexion marine avec la mer s'effectue par le Nord, le ruissellement reste confiné à cet endroit, en raison de la présence de seuils, favorisant le dépôt d'évaporites dans la partie Sud du segment Central.
- La configuration de bassin profond semble plus propice à la saturation des saumures et le dépôt d'évaporites.
- Les conditions climatiques ne permettent pas de reproduire la répartition des faciès dans le segment Central : (1) les conditions continuellement humides au

Nord impliquent un fort détritisme, et ne favorisent pas le dépôt de sel à cet endroit ; (2) la répartition des faciès évaporitiques (gypse et halite) n'est pas représentative de la réalité géologique. Les évaporites plus concentrées (l'halite dans le cadre de nos modélisations) sont invariablement déposées au Sud du segment Central, et aucune n'est déposée au Nord.

Les premiers résultats des modélisations ont montré qu'il est difficile de saturer les saumures dans la partie Nord du segment Central avec les données climatiques moyennes annuelles, et de reproduire la paléogéographie du segment Central à l'Aptien supérieur pour le bassin peu profond en raison du P-E annuel positif au Nord. Pour cette raison, nous avons décidé d'évaluer l'influence de la saisonnalité sur le remplissage sédimentaire.

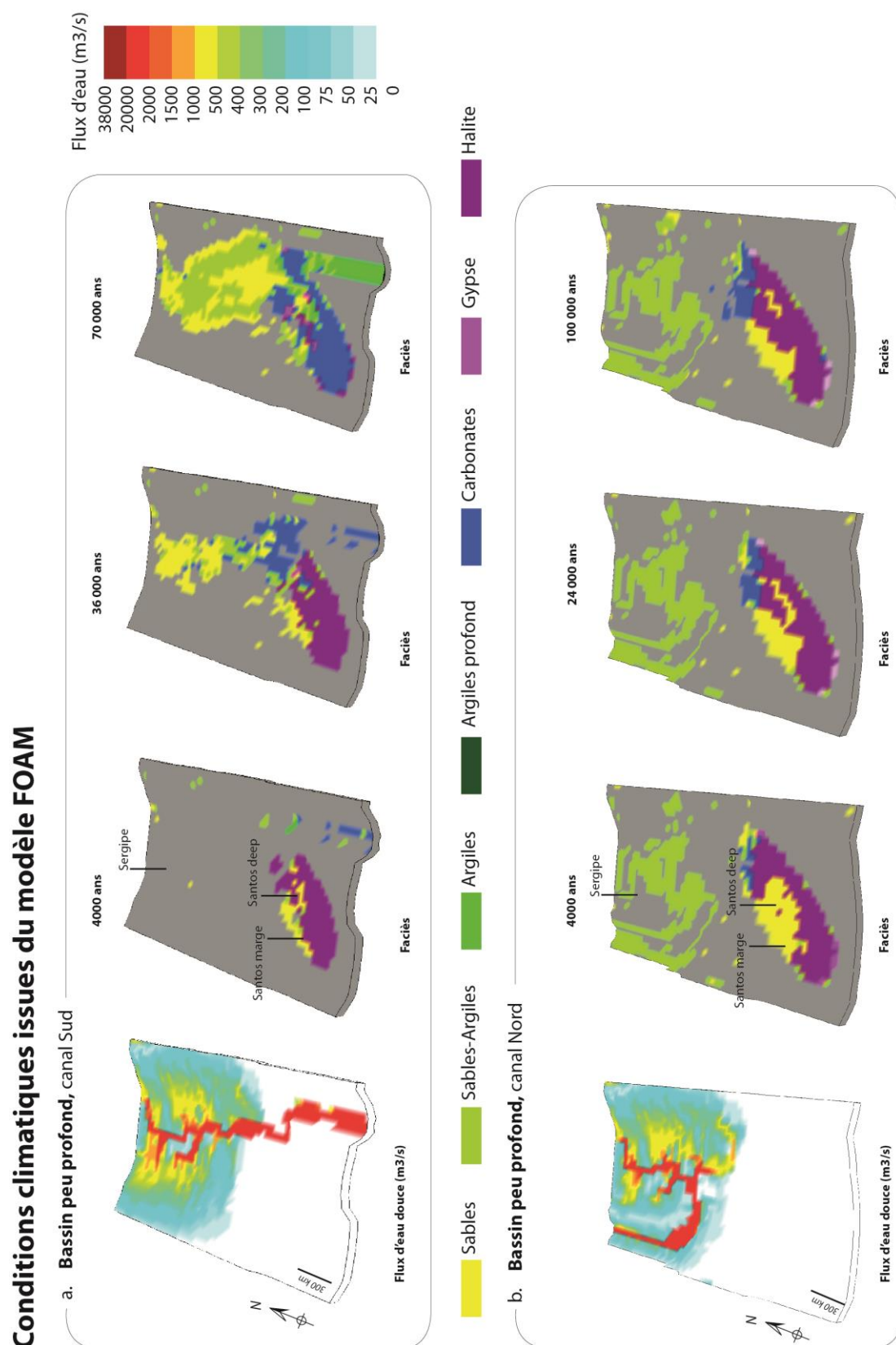


Figure 66: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle FOAM pour un bassin peu profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).

Conditions climatiques issues du modèle FOAM

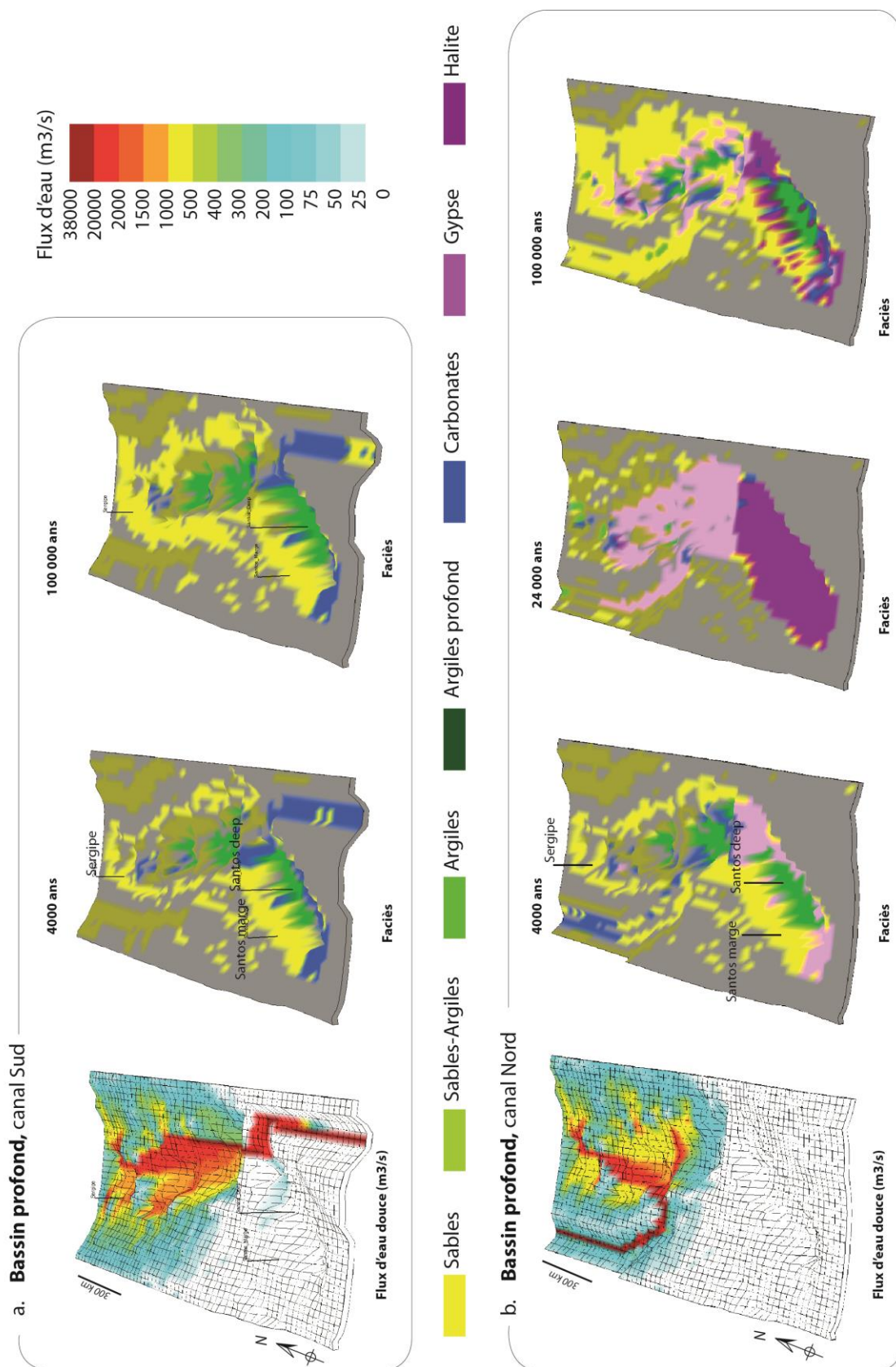


Figure 67: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle FOAM pour un bassin profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).

Conditions climatiques issues du modèle LMDz

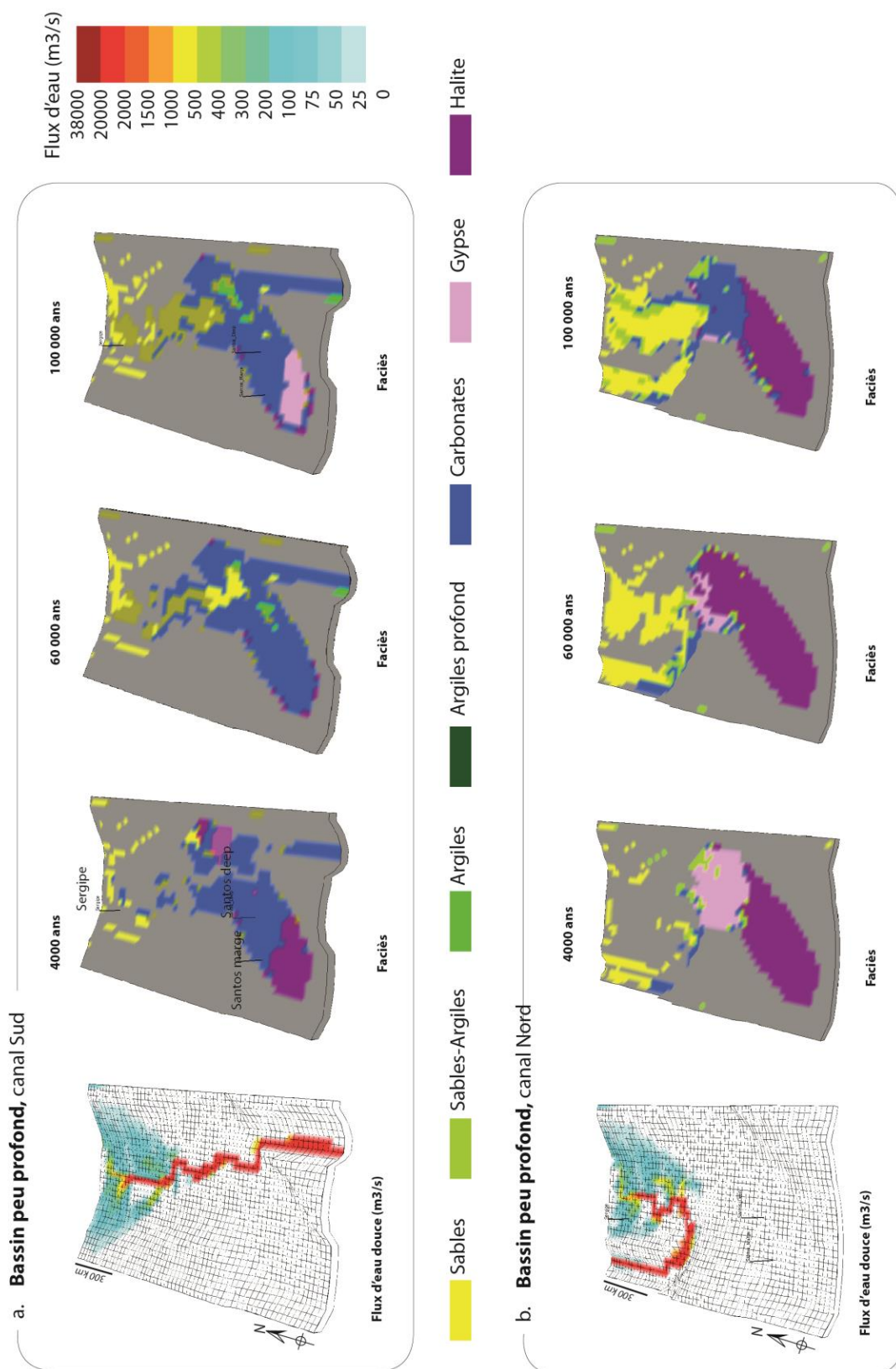


Figure 68: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle LMDz pour un bassin peu profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).

Conditions climatiques issues du modèle LMDz

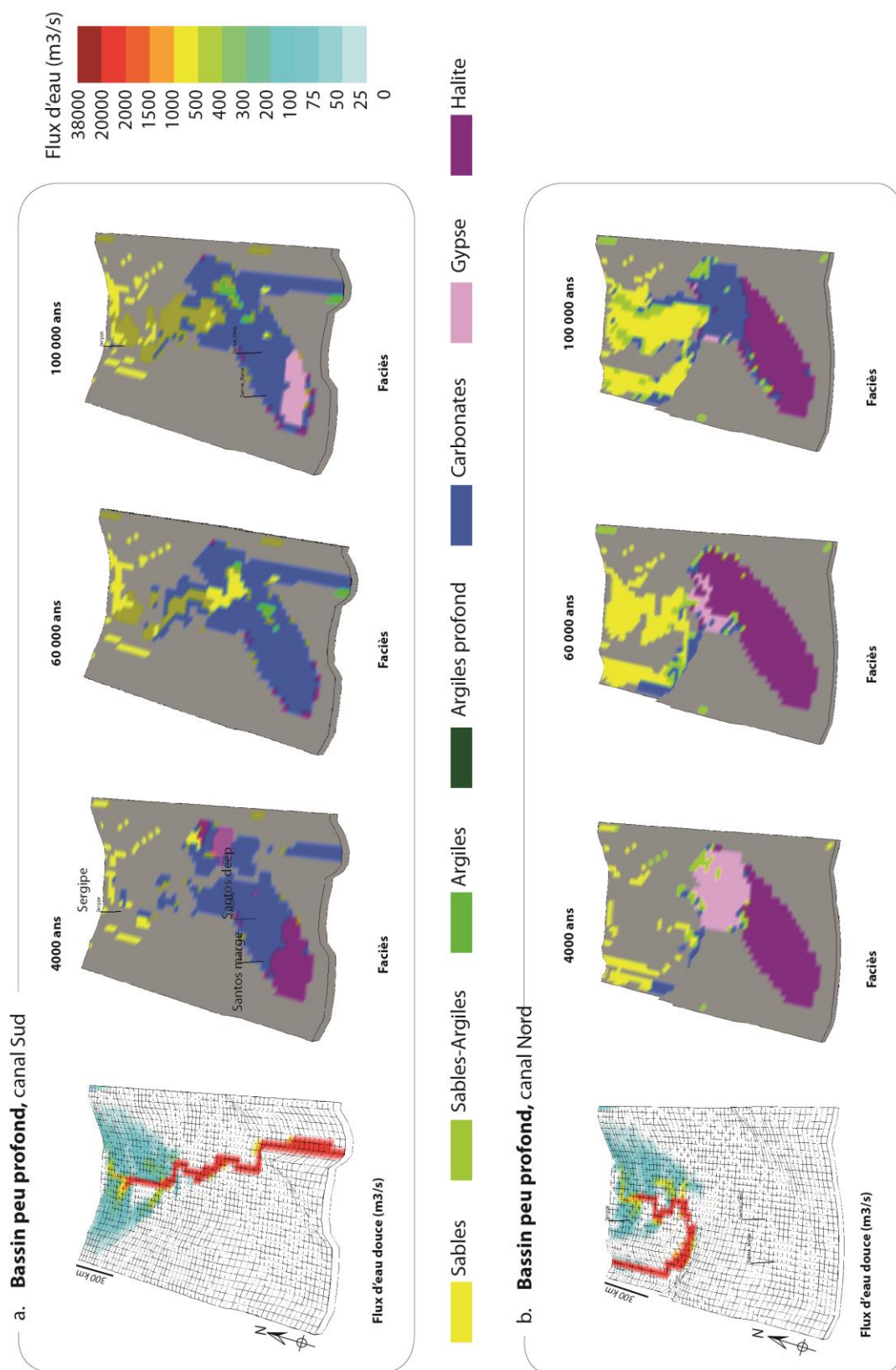


Figure 69: Modélisations du remplissage évaporitique sur 100 000 ans avec les conditions climatiques issues du modèle LMDz pour un bassin profond avec une connexion marine au Sud (a) et au Nord (b).

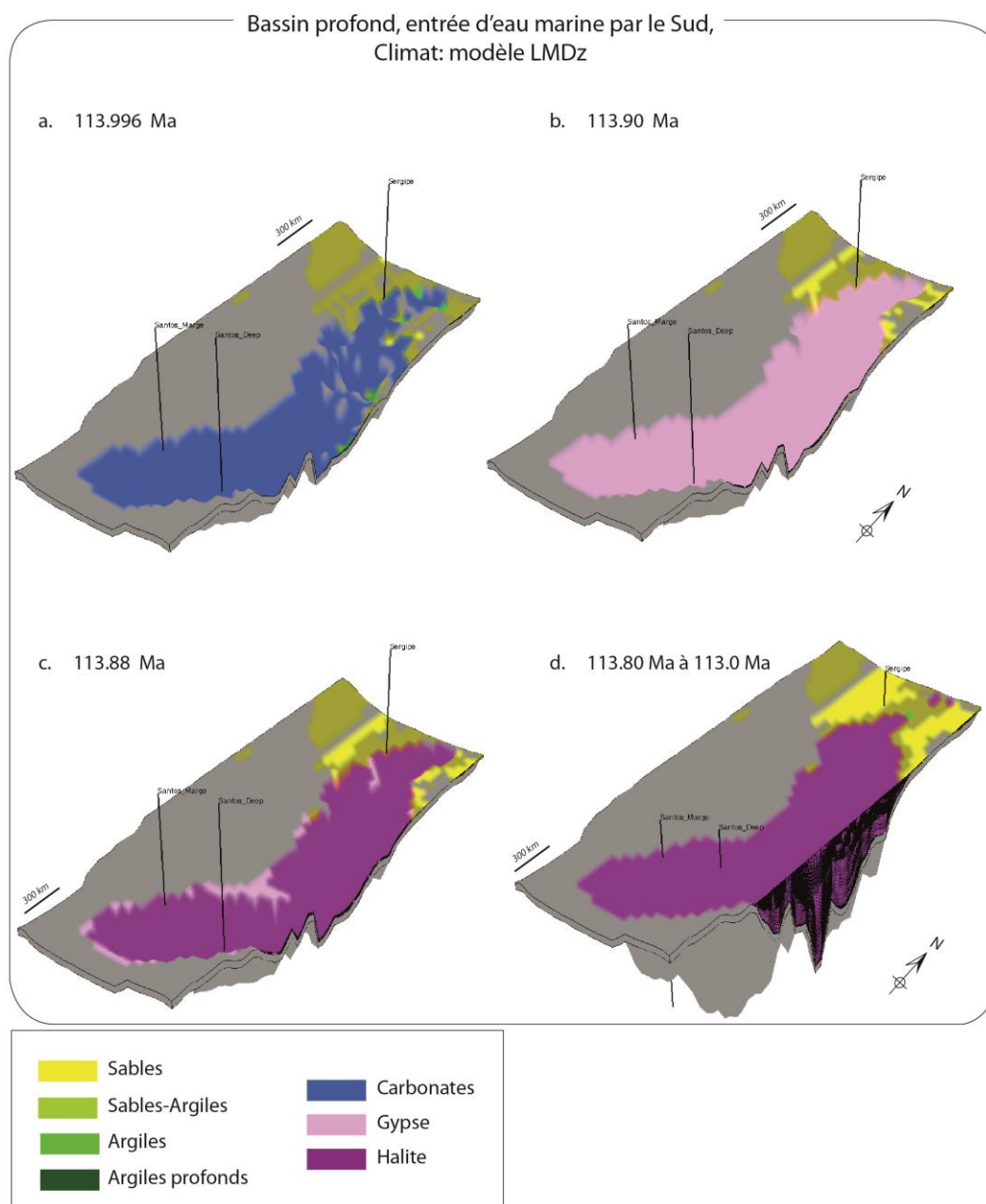


Figure 70: Evolution des faciès dans un bassin profond soumis aux conditions climatiques issues du modèle LMDZ, pendant 1 Ma.

4.5.4. Test de la saisonnalité à l'échelle de 20 000 ans

Pour tester l'influence de la saisonnalité, les valeurs moyennes de précipitations et d'évaporation ont été extraites des saisons sèches et humides du modèle climatique FOAM, et incrémentées comme cycle saisonnier (saison sèche puis saison humide, sans état transitoire entre les deux) dans le modèle stratigraphique. Le pas de temps le plus petit possible dans le cadre du module évaporitique de Dionisos étant de 20 000 ans, chaque « saison » humide et sèche reflète en réalité ce laps de temps. Les séries sédimentaires ne reflètent pas la réalité des séquences évaporitiques déposées dans le segment Central, mais permettent (1) de discuter l'évolution de la salinité en réponse notamment aux variations de pluviométrie, et (2) d'évaluer l'impact d'une saisonnalité sur la mise en place d'évaporites dans le secteur Nord.

Les tests de variations saisonnières ont donc été réalisés avec les conditions climatiques issues du modèle FOAM. Ce modèle présente les conditions climatiques les plus humides des deux modèles climatiques, et les résultats présentés ci-dessus ont montré qu'il est le cas le plus critique pour permettre la mise en place d'évaporites au Nord. Il représente donc un cas intéressant pour tester l'influence de la saisonnalité.

4.5.4.1. Saison sèche

Les résultats pour une connexion marine Nord ou Sud sont identiques et ne seront pas distingués.

- Bassin peu profond : la saturation des saumures est immédiate dans tout le segment Central, dès l'incrémentation des conditions sèches, et permettant le dépôt instantané de halite (Figure 71 et Figure 73). Le faciès évaporitique enregistré est l'halite durant toute cette saison et dans tout le bassin.
- Bassin profond : lorsque les conditions climatiques sont sèches, des évaporites sont déposées immédiatement dans tout le segment Central. Les faciès déposés sont du gypse et de l'halite. A l'exception du bassin de Sergipe, la saturation de l'halite dans le bassin n'est pas immédiatement atteinte dès l'incrémentation des conditions sèches. La salinité augmente progressivement, permettant le dépôt de gypse puis d'halite. A l'extrémité Nord du segment Central, les saumures, plus isolées, atteignent plus tôt la salinité de précipitation de l'halite (Figure 72a et Figure 74).

4.5.4.2.Saison humide

- Bassin peu profond : lorsque les conditions deviennent humides, la sédimentation évaporitique cesse dans une grande partie du segment Central. Les évaporites sont uniquement présentes dans la partie Sud du segment Central (Figure 71b et Figure 73). Au Nord, les sédiments détritiques sont importants.

- Bassin profond : la sédimentation évaporitique cesse immédiatement avec les conditions climatiques humides, et une sédimentation sableuse se met en place (Figure 72b et Figure 74).

- L'influence des variations saisonnières a un impact important, puisqu'elle permet le dépôt d'évaporites dans le secteur Nord du segment Central, pendant la saison sèche, même dans une configuration de bassin profond.
- Avec ces conditions climatiques, l'extrémité Nord du segment Central peut être saturée plus rapidement soulevant la question du diachronisme des évaporites dans le segment Central.

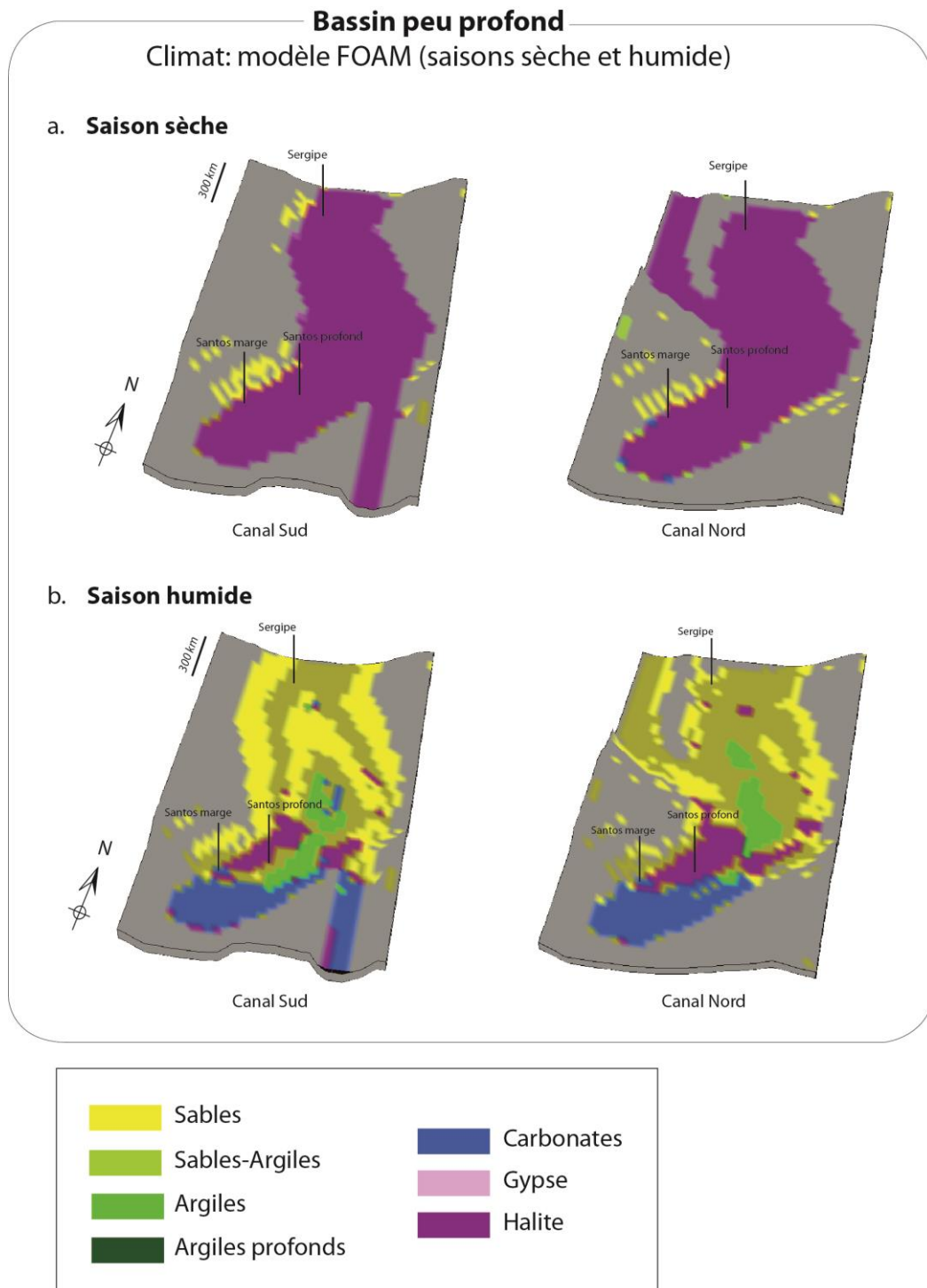


Figure 71: Modélisations du remplissage évaporitique dans un bassin peu profond avec les contraintes climatiques d'une saison sèche (a) et une saison humide (b).

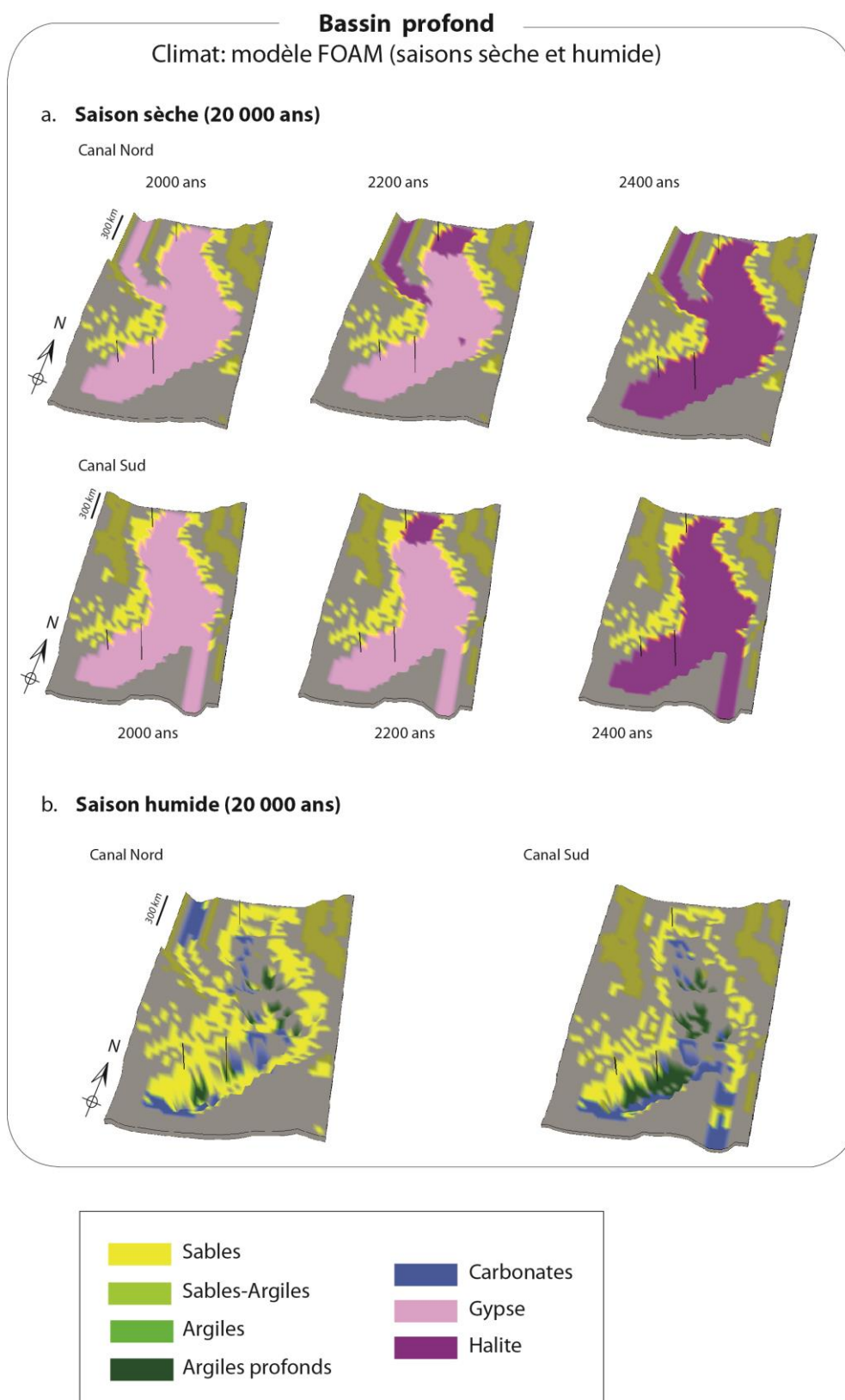


Figure 72: Modélisations du remplissage évaporitique dans un bassin profond avec les contraintes climatiques d'une saison sèche (a) et une saison humide (b)

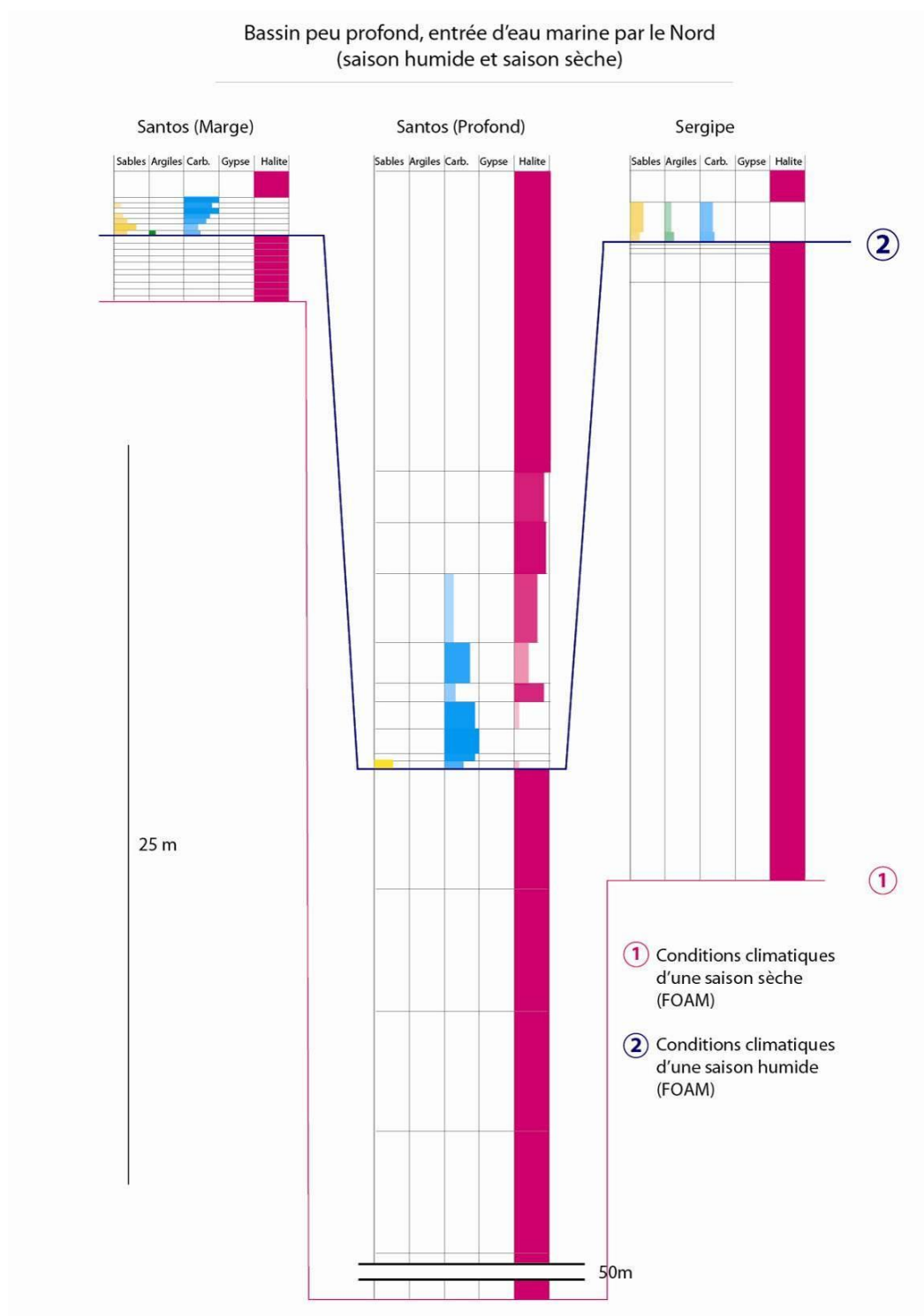


Figure 73: Succession des faciès dans les trois puits, « Santos marge », « Santos deep », et « Sergipe » au cours d'une saison sèche suivie d'une saison humide, dans un bassin peu profond.(1) et (2) correspondent respectivement au moment où les saisons sèche puis humide sont incrémentées. Les barres grisées horizontales correspondent au pas de temps de calcul du modèle. L'échelle horizontale de chaque colonne de faciès représente son pourcentage dans le remplissage sédimentaire.

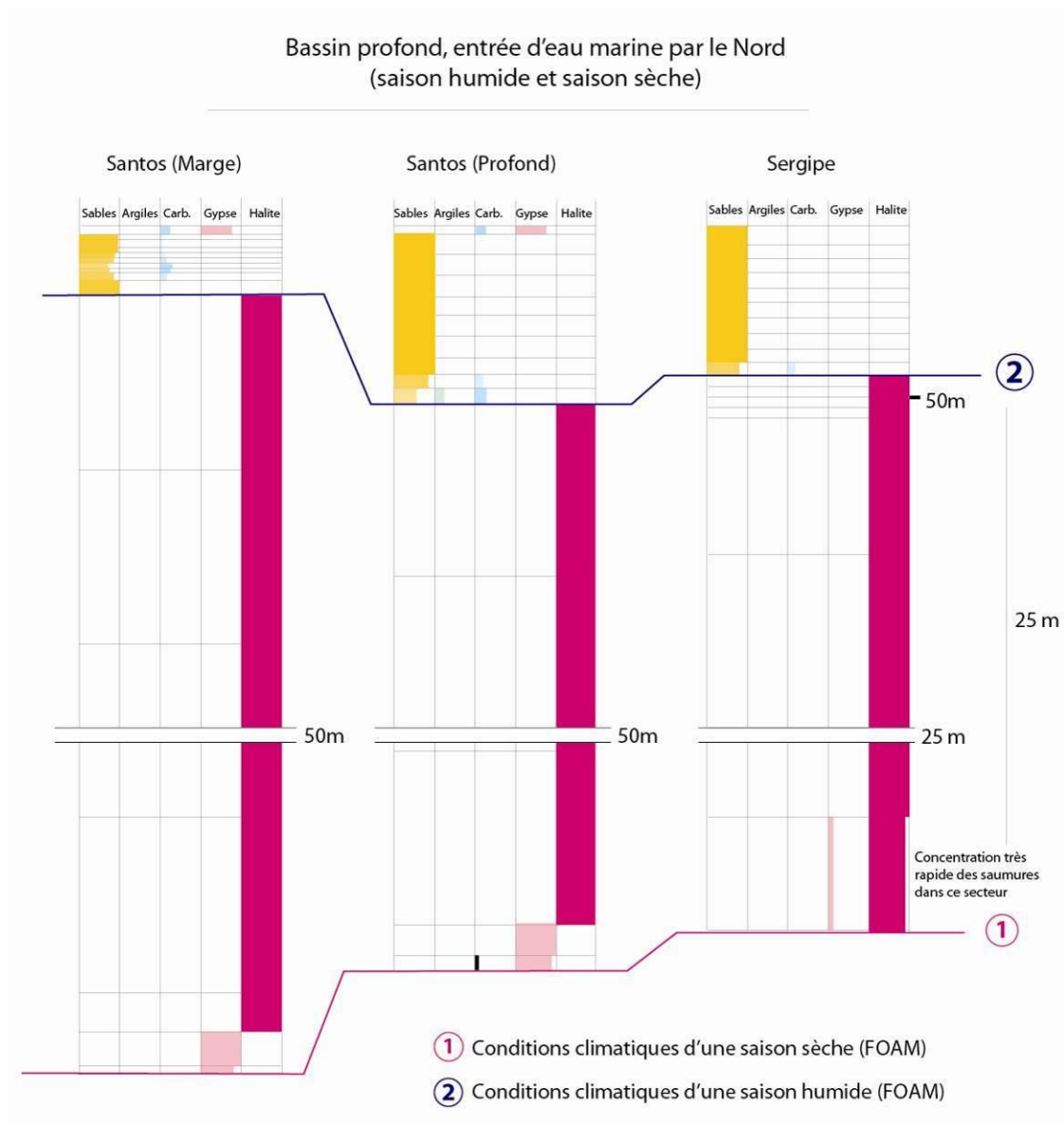


Figure 74: Succession des faciès dans les trois puits, « Santos marge », « Santos deep », et « Sergipe » au cours d'une saison sèche suivie d'une saison humide, dans un bassin profond. (1) et (2) correspondent respectivement au moment où les saisons sèche puis humide sont incrémentées. Les barres grisées horizontales correspondent au pas de temps de calcul du modèle. L'échelle horizontale de chaque colonne de faciès représente son pourcentage dans le remplissage sédimentaire.

4.6. DISCUSSION DES RÉSULTATS ET PERSPECTIVES

Les modélisations stratigraphiques ne permettent pas de reproduire le remplissage évaporitique dans le segment Central, et ainsi de discriminer réellement un scénario géologique. Ces modélisations permettent en revanche de discuter les paramètres de contrôle du dépôt des évaporites dans le segment Central.

4.6.1. Paramètres de contrôle de la formation du sel

- Le climat, et plus spécifiquement la saisonnalité, est le facteur de contrôle le plus important. L'influence des variations saisonnières a un impact important, puisqu'elle permet le dépôt d'évaporites dans le secteur Nord du segment Central, pendant la saison sèche, même dans une configuration de bassin peu profond. Les données diagraphiques ont montré une cyclicité dans le dépôt du sel mais visiblement à une échelle temporelle supérieure : l'accès aux carottes permettrait de vérifier le signal climatique saisonnier.
- La localisation des seuils entre les bassins et sous-bassins est également un facteur de contrôle important. Ils permettent d'isoler les bassins et de favoriser ainsi la saturation de certaines saumures, pouvant induire un diachronisme dans la mise en place des évaporites. Au moment du dépôt du sel, la topographie est relativement plane, à l'exception du Nord du segment Central, où une zone haute résiduelle peut jouer le rôle de seuil. Cependant, la géométrie de ce seuil pourrait être discutée. D'autres zones hautes ont montré leur impact sur la modélisation. Leur existence reste encore à être précisées car seules des variations latérales de faciès les suggèrent. Enfin, un modèle sans seuil reste encore à tester.
- Les bassins versants ont un rôle majeur dans le contrôle de la mise en place des évaporites. Selon leur configuration et leur orientation, ils permettent de limiter le ruissellement dans le bassin, à l'origine de la dilution des saumures.

- L'eustatisme n'a pas été pris en compte dans ces modélisations mais est pourtant un paramètre important pouvant contrôler la bathymétrie dans le bassin et sa connexion avec l'océan.
- Il a été démontré par ces modélisations l'importance de la vitesse de subsidence par rapport aux vitesses de production des évaporites. Cependant, le taux de subsidence est largement dépendant du modèle d'âge du sel, qui reste actuellement mal contraint.

4.6.2. Perspectives des modélisations

Les limites liées aux modélisations stratigraphiques permettent de soulever et proposer de nouveaux axes dans la compréhension et la modélisation de la mise en place des évaporites dans le segment Central.

(1) Une prise en compte de la saisonnalité du climat dans les modèles stratigraphiques semble indispensable pour modéliser correctement le remplissage évaporitique dans le segment Central. Dans cette perspective, les pas de temps de calcul doivent être adaptés à la demi-année. Pour cela, il faudrait une approche mathématique différente dans le modèle pour retranscrire ces variations saisonnières et adapter les équations de calcul de salinité. Dans ce cas, la représentation de la dynamique océanique est indispensable, pour permettre une stratification des eaux (2) et représenter ainsi l'évolution monomictique ou dimictique des lacs (Figure 75).

Une meilleure connaissance des contraintes géologiques est primordiale pour (3) localiser les seuils entre les différents bassins et sous-bassins, prédire et déterminer leur évolution au cours de la mise en place du sel, et (4) estimer la surface des bassins versants et l'impact du ruissellement inhérent (Figure 75).

Les flux sortants (5) doivent également être pris en compte dans les modèles pour permettre de réguler l'évolution de la salinité dans les *bassins profonds-d'eaux profondes*, et ainsi simuler de manière plus réaliste ces configurations de bassins. (6) Les infiltrations à travers la ride de Walvis ne doivent également pas être négligées. Dans ce cas, une meilleure connaissance (7) des conditions de perméabilité et (8) de la morphologie de la ride est essentielle pour déterminer le parcours des eaux infiltrées. La chimie des saumures (9) doit être intégrée, pour différencier les différents minéraux évaporitiques et prendre en compte les apports hydrothermaux pouvant favoriser la sédimentation de certaines évaporites (Figure 75).

Enfin, l'isostasie (10) reste un paramètre de contrôle indispensable pour simuler le remplissage évaporitique (Figure 75). Nous pourrions envisager une nouvelle série de modèles où cette fois le taux de subsidence, l'isostasie et les variations eustatiques seraient implémentés en paramètres d'entrée, afin de caractériser l'espace d'accommodation : la bathymétrie serait alors un résultat des modèles et pourrait nous permettre de discuter plus précisément de la paléogéographie contemporaine du dépôt des évaporites.

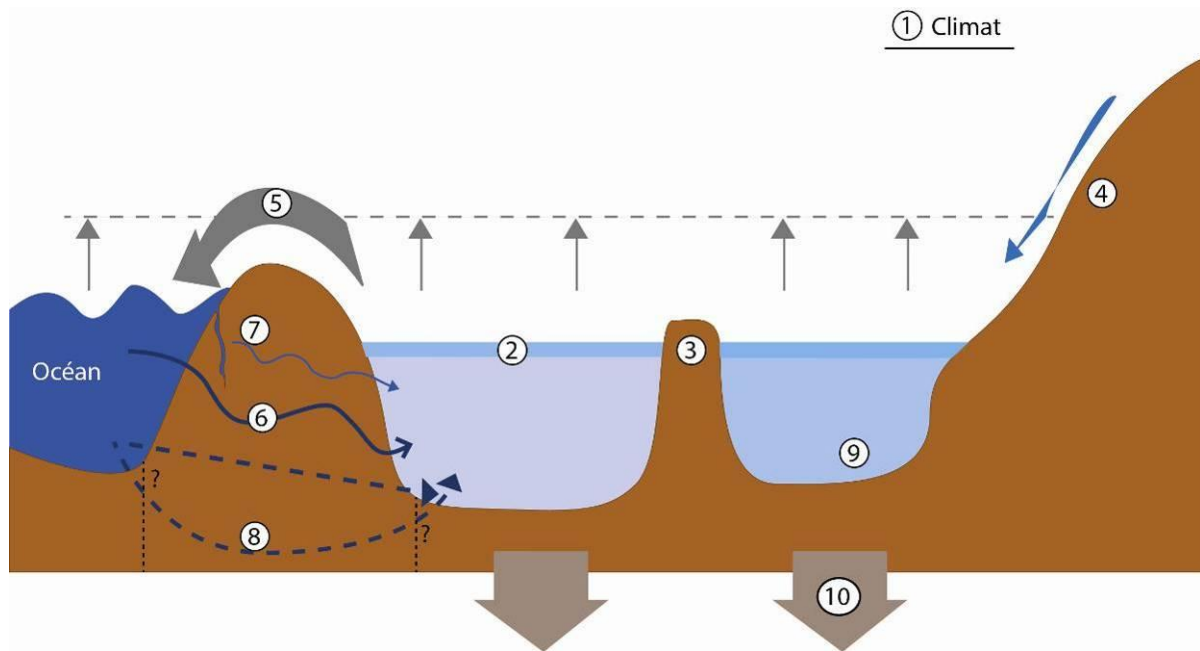


Figure 75: Représentation schématique des différents paramètres à prendre en compte dans le modèle de dépôt des évaporites de l'Atlantique Sud : (1) le climat, (2) la stratification des eaux, (3) la localisation des seuils, (4) la configuration des bassins versants, (5) les flux sortants, (6) les infiltrations dépendant (7) des conditions de perméabilité et (8) de la morphologie de la barrière, (9) la chimie des saumures, et (10) l'isostasie.

SYNTHESE

CONCLUSION

SYNTHESE CONCLUSION

RAPPEL DES OBJECTIFS DE LA THÈSE

L'objectif de cette thèse était de comprendre et d'estimer l'impact de deux processus majeurs, le climat et la déformation de la lithosphère en contexte extensif, sur la mise en place des systèmes sédimentaires durant l'ouverture de l'Atlantique Sud, et plus particulièrement sur la mise en place des évaporites. Ce travail s'est donc articulé autour de deux grandes questions :

(1) Quelle a été l'incidence du rifting à ces latitudes sur le climat?

(2) Quels rôles ont pu jouer ces deux processus, le climat et la tectonique dans la dynamique sédimentaire, et particulièrement sur la mise en place des évaporites dans ce contexte de rift?

Pour répondre à ces questions, ce travail a suivi trois grands axes : (1) une synthèse paléogéographique, (2) une modélisation climatique, et (3) une modélisation stratigraphique.

PRINCIPAUX RÉSULTATS

- Tectonique et sédimentation

Le premier travail de synthèse paléogéographique a permis de mieux contraindre (1) l'évolution sédimentaire et tectonique du segment Central durant la phase de rifting, et (2) sa paléogéographie au moment du dépôt du sel. Ainsi il a été démontré que :

- L'évolution du rifting (phase anté drift) s'effectue en deux phases : (1) une première phase d'extension caractérisée par la mise en place des blocs basculés dans la partie proximale, puis (2) une seconde phase flexurale de « sag basin ».
- L'évolution de l'activité tectonique est diachrone dans le segment Central, et progresse du Nord vers le Sud: (1) la première phase d'extension commence dès le Berriasien dans le secteur Nord (Espírito-Santo et Nord Kwanza jusqu'aux bassins de Sergipe-Alagoas et du Gabon Nord), puis se propage ensuite à partir du Barrémien dans le secteur Sud (Namibe, Santos et Campos) ; (2) la seconde

phase flexurale commence dans le secteur Sud à l'Aptien inférieur puis est enregistrée dans tout le segment Central à l'Aptien moyen.

- A l'Aptien supérieur, les épaulements de rift sont réduits et la topographie dans le bassin est relativement plate.
- Des influences marines, enregistrées dès l'Aptien inférieur, deviennent plus fréquentes à l'Aptien supérieur et sont localisées (1) soit au Nord (via les bassins de Sao Luis, Parnaíba, Araripe et Almada) et sont d'origine téthysienne, (2) soit au Sud par le bassin de Namibe.

- Climat

Les modélisations climatiques ont permis de préciser le climat au moment du dépôt du sel à l'Aptien inférieur:

- Une ceinture climatique humide est présente à l'Equateur au moment du dépôt du sel, impliquant des conditions plus humides au Nord du segment Central et plus arides au Sud.
- Cependant, l'existence de variations climatiques saisonnières permet la mise en place d'une saison sèche et d'une saison humide, indispensables pour permettre le dépôt d'évaporites au Nord du segment Central.
- Un contrôle géodynamique est envisagé pour la mise en place des sels les plus solubles au Nord, via l'existence de flux hydrothermaux, là où les conditions climatiques sont le moins favorables.
- Enfin, les modélisations climatiques ont montré l'importance de la configuration paléogéographique (1) des bassins versants, permettant de contrôler l'acheminement des eaux de ruissellement à l'intérieur ou à l'extérieur du bassin évaporitique, et (2) de l'altitude des épaulements de rift, pouvant engendrer des précipitations par effet orographique avec de fortes altitudes.

- Modélisations stratigraphiques

Les modélisations stratigraphiques ont permis d'appréhender le rôle relatif des facteurs de contrôle de la mise en place du sel :

- Le climat, et plus spécifiquement la saisonnalité, est le facteur de contrôle le plus important. La saisonnalité permet d'apporter des conditions de salinité favorables à la mise en place de sel au Nord du segment Central.
- La localisation des seuils entre les bassins et sous-bassins est également un facteur de contrôle important. Ils permettent d'isoler les bassins, de façon plus ou moins temporaire, et de favoriser ainsi la saturation de certaines saumures, pouvant induire un diachronisme dans la mise en place des évaporites.
- Les bassins versants ont un rôle majeur dans le contrôle de la mise en place des évaporites. Selon leur configuration et leur orientation, ils permettent de limiter le ruissellement dans le bassin à l'origine de la dilution des saumures.
- L'isostasie et le modèle d'âge ont un rôle important pour discuter des modèles de subsidence.

CONCLUSIONS

Ce travail portant sur l'étude des paramètres de contrôle de la sédimentation évaporitique dans le segment Central au cours de l'ouverture de l'Atlantique Sud permet de conclure :

- Le climat global n'a pas été modifié lors de l'ouverture du segment Central.
- Indépendamment du rifting, les conditions climatiques, (1) arides au Sud, plus humides au Nord, et (2) caractérisées par une forte saisonnalité étaient favorables à la mise en place des évaporites, malgré la localisation proche de l'Equateur.
- L'apport de sel par les incursions marines d'intensité croissante au cours du rifting dans un environnement restreint a permis le dépôt de sel dans ce secteur.
- Le rift a donc un rôle primordial puisqu'il a généré un régime de subsidence permettant la connexion marine et l'apport de sel nécessaire au dépôt des évaporites.

PERSPECTIVES

Dans l'étude de la mise en place des évaporites dans le segment Central, la paléogéographie est un paramètre très important permettant de contraindre les modélisations climatiques et les modélisations stratigraphiques. Cependant, une meilleure connaissance géologique permettrait de préciser (1) les seuils entre les sous-bassins du segment Central et leur évolution, et (2) la configuration des bassins versants. Par ailleurs, de nouvelles données biostratigraphiques sur le bassin de Nambie permettraient de préciser son environnement de dépôt au moment du sel, et de statuer sur l'existence de la connexion marine par le Sud. Une étude précise de carottes dans les séries syn-rift et sag du segment Central permettrait de préciser et décrire l'impact de la saisonnalité sur les cycles évaporitiques. Enfin, ces nouvelles cartes paléogéographiques et les contraintes qu'elles imposent (diachronisme des phases de rifting, chronologie de la phase de sag, compartimentation du segment Central) pourraient être utilisées dans les modèles géodynamiques d'ouverture du segment Central.

Les modèles climatiques ont permis de quantifier les taux de précipitations et d'évaporation, et de préciser le climat à l'Aptien supérieur grâce aux contraintes issues des cartes paléogéographiques. Cependant, d'autres paramètres importants dans ces modélisations restent incertains et leurs influences sur le climat pourraient être précisées. Dans ce sens, des simulations de tests de variations de l'obliquité permettraient de discuter les cycles observés sur les diagraphies dans le bassin de Santos. Par ailleurs, l'impact de la végétation sera estimé avec des modèles climatiques dans le cadre d'un postdoc que j'effectuerai au LSCE.

La prise en compte du climat dans le modèle stratigraphique n'est que partielle, la saisonnalité du climat ne pouvant pas être représentée. Une adaptation des lois de transfert et de calcul de la salinité à une échelle de temps plus courte permettrait d'étudier de nouveaux aspects concernant l'influence du climat sur le remplissage sédimentaire. Par ailleurs, la prise en compte dans le modèle de la chimie est indispensable pour représenter la phase dissoute et modéliser les évaporites du segment Central. Cependant, l'intégration du climat moyen annuel dans les modèles stratigraphiques permet de discuter d'avantage l'impact des précipitations ou ruissellement, et des tests supplémentaires concernant l'aire de la surface drainée permettraient d'apporter de nouveaux éléments de discussion.

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

- Abreu, V.d.S.** (1998) - Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins; Pelotas Basin (Brazil) and offshore Namibia (Africa); implication for global sea level changes, Ph.D. Thesis - Rice University, Houston, Texas, 355 pp.
- Anderson, J.E., Cartwright, J., Drysdall, S.J., Vivian, N.** (2000) - Controls on turbidite sand deposition during gravity-driven extension of a passive margin; examples from Miocene sediments in Block 4, Angola - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **17**, 1165–1203 pp.
- Arai, M.** (2009) - Paleogeografia do Atlantico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontologicos recentes - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **17**, 331-351 pp.
- Arai, M., Hashimoto, A. T. & Uesugui, N.** (1989) - Significado cronoestratigrafico da associacao microfloristica do Cretaceo Inferior do Brasil - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **3**, 87-103 pp.
- Aslanian, D. & Moulin, M.** (2012) - Palaeogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic Ocean - In Mohriak, W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemcok, M. & Sinha, S.T. (Eds.)- Conjugate Divergent Margins - *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **369**.
- Aslanian, D., Moulin, M.** (2010) - Comment on “A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin” by Trond H. Torsvik, Sonia Rousse, Cinthia Labails and Mark A. Smethurst - *Geophysical Journal International*, Vol. **183**, 20–28 pp.
- Aslanian, D., Moulin, M., Olivet, J. L., Unternehr, P., Matias, L., Bache, F., Rabineau, M., Nouzé, H., Klingelhoefer, F., Contrucci, I. & Labails, C.** (2009) - Brazilian and African passive margins of the Central Segment of the South Atlantic Ocean: Kinematic constraints - *Tectonophysics*, Vol. **468**, 98-112 pp.
- Asmar, B. N. & Ergenzinger, P.** (1999) - Estimation of evaporation from the Dead Sea - *Hydrological processes*, Vol. **13**, 2743-2750 pp.

- Asmus, H. E. & Ponte, F. C.** (1973) - The Brazilian marginal basins. In: Nairn, E.A.M. & Stelhi, F.G. (Eds.)- The oceans basins and margins - *The South Atlantic*, Plenum Press, New-York, Vol. **1**, 87-133 pp.
- Asmus, H. E.** (1984) - Geologia da margem continental brasileira - In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E. (Eds.) - *Geologia do MME/DPNPM*, Brasília, Brasil, 443-472 pp.
- Austin, J. A., & Uchupi, E.** (1982) - Continental-oceanic crustal transition off Southwest Africa – *American Association of Petroleum Geologists (AAPG Bulletin)*, Vol. **66**, 1328-1347 pp.
- Barbosa da Silva, O., Caixeta, J. M., Milhomem, P.d.S. & Kosin, M. D.** (2007) - Bacia do Reconcavo - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, 423-431 pp.
- Barron, E. J., Arthur, M. A. & Kauffman, E. G.** (1985) - Cretaceous rythmic bedding sequences: a plausible link between orbital variations and climate - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **72**, Issue 4, 327-340 pp.
- Bate, R.H.,** (1999) - Nonmarine ostracod assemblages of the pre-salt rift basins of West Africa and their role in sequence stratigraphy: in: Cameron, N.R., Bate, R.H. & Clure, V.S. (Eds.), The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **153**, 283-292 pp.
- Bate, R. H., Cameron, N. R. & Brandão, M. G. P.** (2001) – The Lower Cretaceous (Pre-Salt) lithostratigraphy of the Kwanza Basin, Angola - *Newsletters in Stratigraphy*, Vol. **38**, 117-127 pp.
- Beerling, D. J.** (2000) - Global terrestrial productivity in the Mesozoic Era - In : Hart, M. B. (Eds.)- Climates: Past and Present - *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **181**, 17-32 pp.
- Belmonte, Y., Hirtz, P. & Wenger, R.** (1965) - The salt basins of the Gabon and the Congo (Brazzaville); a tentative palaeogeographic interpretation - In: Ion, D.C. (Ed.)- Salt Basins around Africa - *The institute of Petroleum*, London, 55-74 pp.
- Bengston, P., Koutsoukos, E.A., Kakabadze, M.V., Zucon, M.H.** (2007) - Ammonite and foraminiferal biogeography and the opening of the Equatorial Atlantic Gateway - *First International Palaeobiogeography Symposium*, Paris, p. 12. Abstracts.

- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F., Lilletveit, R., Chiossi, D., Brockbank, P., Cobbold, P.** (2010) - Structural architecture and nature of the continent–ocean transitional domain at the Camamu and Almada Basins (NE Brazil) within a conjugate margin setting. In: Vining, B.A., Pickering, S.C. (Eds.), *Petroleum Geology: From Mature Basins to New Frontiers - Proceedings of the 7th Petroleum Geology Conference - Geological Society*, London, 867–883 pp.
- Blaich, O.A., Faleide, J.I., Tsikalas, F.** (2011) - Crustal breakup and continent–ocean transition at South Atlantic conjugate margins. *Journal of Geophysical Research*, Vol **116**, B01402 <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007686>.
- Blanc, P. L.** (2000) - Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis - Deep-Sea Research, Part I - *Oceanography Research Paper*, Vol. **47**, Issue 8, 1429-1460 pp.
- Blanc, P. L.** (2006) - Improved modelling of Messinian Salinity Crisis and conceptual implications - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **238**, 349-372 pp.
- Borba, C., Paim, P.S.G., Garcia, A.J.V.** (2011) - Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no Campo de Furado, região de São Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe–Alagoas - *Revista Brasileira de Geociencias*, Vol **41**, 18–36 pp.
- Borchert, H. & Muir, R. O.** (1964) - *Salt deposits. The origin, metamorphism and deformation of evaporites*, D. VanNostrand Company, London Ltd, 338 pp.
- Borchert, H.** (1977) - On the formation of Lower Cretaceous potassium salts and tachhydrite in the Sergipe Basin (Brazil) with some remarks on similar occurrences in West Africa (Gabon, Angola etc.) – In: Klemm, D. D. & Schneider, H. J. (Eds)- *Time and strata-bound ore deposits*. Federal Republic of Germany, Springer-Verlag Berlin, 94-111 pp.
- Boyce, C. K., Brodribb, T., Feild, T. S., & Zwieniecki, M. A.** (2009) - Angiosperm leaf vein evolution was physiologically and environmentally transformative – *Proceedings of The Royal Society, Serie B, Biology Sciences*, Vol. **276**, 1771–1776 pp.
- Boyce, C. K., & Lee, J. E.** (2010) - An exceptional role for flowering plant physiology in the expansion of tropical rainforests and biodiversity - *Proceedings of the Royal Society*, **B277**, 3437-3443 pp.

- Boyce, C. K., Lee, J. E., Feild, T. S., Brodribb, T. J. & Zwieniecki, M. A.** (2010) - Angiosperms Helped Put the Rain in the Rainforests: The Impact of Plant Physiological Evolution on Tropical Biodiversity - *Annals of the Missouri Botanical Garden*, Vol. **97**, Issue 4, 527-540 pp.
- Braccini, E., Denison, C. N., Scheevel, J. R., Jeronimo, P., Orsolini, P., & Barletta, V.** (1997) - A revised chrono-lithostratigraphic framework for the pre-Salt (Lower Cretaceous) in Cabinda, Angola – *Bulletin des Centres de Recherche Exploration Production Elf-Aquitaine*, Vol. **21**, Issue 1, 125-151 pp.
- Bracken, B.R.** (1994) - Syn-rift lacustrine beach and deltaic sandstone reservoirs — pre-salt (Lower Cretaceous) of Cabinda, Angola, West Africa. In: Lomando, A.J., Schreiber, B.C., Harris, P.M. (Eds.), Lacustrine reservoirs and depositional systems: *Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Core, Workshop*, Vol **19**, 173–200 pp.
- Braitsch, O.** (1971) - Salt Deposits - Their Origin and Composition. (Translated by P. J. Burek & A. E. M. Nairn; first published 1962.) - '*Minerals, Rocks and Inorganic Materials*', Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York. Price cloth DM 72; U.S., Vol. **4**, 271 pp.
- Brennan, S. T. & Lowenstein T. K.** (2002) – The major-ion composition of Silurian seawater - *Geochimica et Cosmochimica acta*, Vol. **66**, 2683-2700 pp.
- Brognon, G. P. & Verrier, G. V.** (1966) - Oil and geology in Cuanza basin of Angola – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. **50**, Issue 1, 108–158 pp.
- Brownfield, M. E. & Charpentier, R. R.** (2006) - Geology and total petroleum systems of the West-Central Coastal Province (7203), West Africa - *United States Geological Survey*, Reston, VA, United States, 52 pp.
- Bruhn, C.H.L.** (1999) - Reservoir architecture of deep-lacustrine sandstones from the Early Cretaceous Recôncavo Basin, Brazil - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol **83**, 1502–1525 pp.
- Brun, J.P.** (1999) Narrow rifts versus wide rifts; inferences for the mechanics of rifting from laboratory experiments. *Philosophical Transactions of the Royal Society - Mathematical, Physical and Engineering Sciences, Series A*, Vol **357**, 695–712 pp.

- Brun, J.P., Beslier, M.O.** (1996) - Mantle exhumation at passive margins - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol **142**, 161–173 pp.
- Bueno, G.V.** (2004) - Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico - *Boletim de Geociências da Petrobras*, Vol **12**, 203–229 pp.
- Burke, K., Dewey, J.F.** (1978) - Two plates in Africa during the Cretaceous? *Nature*, Vol **249**, 313–316 pp.
- Burwood, R., Leplat, P., Mycke, B., Paulet, J.** (1992) - Rifted margin source rock deposition: a carbon isotope and biomarker study of a West African Lower Cretaceous 'lacustrine' section. *Organic Geochemistry*, Vol **19**, 41–52 pp.
- Butler, L. W.** (1970) - Shallow structure of the continental margin, Southern Brazil and Uruguay - *Geological Society of America Bulletin*, Vol **81**, Issue 4, 1079–1095 pp.
- Caixeta, J. M., Milhomem, P. d. S., Witzke, R. E., Dupuy, I. S. S., & Gontijo, G. A.** (2007) - Bacia de Camamu - *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 455-461 pp.
- Campos Neto, O.P.d.A., Lima, W.S. & Gomes Cruz, F. E.** (2007) - Bacia de Sergipe-Alagoas - *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 405-415 pp.
- Carvalho, G.S.** (1961) - Geologia do deserto de Moçâmedes (Angola). *Memorias da Junta de Investigações do Ultramar*, Vol **26**. 227 pp.
- Carvalho, M.D., Praca, U.M., da Silva-Telles Jr., A.C., Jahnert, R.J., Dias, J.L.** (2000a) - Bioclastic carbonate lacustrine facies models in the Campos Basin (Lower Cretaceous), Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins Through Space and Time: American Association of Petroleum Geology, Studies in Geology*, Vol **46**, 245–256 pp.
- Chiossi, D.S.N.** (2005) - Sequências deposicionais de 3ª ordem em riftes continentais: um modelo de tratamentos de sistemas para grabens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da bacia de Sergipe–Alagoas - *Boletim de Geociências da Petrobras*, Vol **13**, 181–203 pp.
- Chumakov, N. M., Zharkov, M. A., Herman, A. B., Doludenko, M. P., Kalandadze, N. N., Lebedev, E. L., Ponomarenko, A. G., & Rautian, A. S.** (1995) - Climatic belts of the mid-Cretaceous time - *Stratigraphy Geological Correlations*, Vol. **3**, Issue 3, 241-260 pp.

- Clarke L. J., Jenkyns, H. C.** (1999) - New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern Hemisphere – *Geology*, Vol. **27**, Issue 8, 699-702 pp.
- Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P. & Pachur, H. J.** (1999) - Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene - *Geophysical Research Letters*, Vol. 26, 2037-2040 pp.
- Clauzon, G., Suc, J. P., Gauthier, F., Berger, A. & Loutre, M. F.** (1996) - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved – *Geology*, Vol. **24**, Issue 4, 364-366 pp.
- Cojan, I. & Renard, M.** (2006) – Sédimentologie - *Dunod*, 418 pp.
- Conde, C. C., Lana, C. C., Roesner, H. E., Morais Neto, J .M. & Dutra, C. D.** (2007) - Bacia do Ceara - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 347-355 pp.
- Contrucci, I., Matias, L., Moulin, M., Géli, L., Klingelhofer, F., Nouzé, H., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Réhault, J.-P. & Sibuet, J.-C.** (2004) - Deep structure of the West African continental margin (Congo, Zaïre, Angola), between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data – *Geophysical Journal International*, Vol. **158**, Issue 2, 529–553 pp.
- Cordoba, V.C., Sa, E.F.J., Sousa, D.d.C., Antunes, A.F.** (2007) - Bacia de Pernambuco-Paraiba - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol **15**, 391–403pp.
- Costa, I. P., Milhomem, P.d.S., Bueno, G.V., Lima e Silva, H. S. R. & Kosin, M. D.** (2007) - Sub-bacias de Tucano Sul e Central - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 433-443 pp.
- Coterill, K., Tari, G.C., Molnar, J., Ashton, P.R.** (2002) - Comparison of depositional sequences and tectonic styles among the West African deepwater frontiers of western Ivory Coast, southern Equatorial Guinea, and northern Namibia - *Leading Edge* - Vol **21**, 1103–1111pp.
- Cox, K.G.** (1989) - The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, Vol **342**, 873–876pp.

- Creaser, R.A., Kendall, B., Morelli, R.M. (2008)** - Advances in crustal geochronology of shales and sulfide minerals using ^{187}Re – ^{187}Os . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol **72**, A188-A188pp.
- Crowley, T. J. (1991)** – Past CO₂ changes and tropical sea surface temperatures – *Palaeoceanography*, Vol. **6**, 387-394 pp.
- Cruz, L. R., Cordoba, C. V., de Sa, E. F. J. (2009)** - Análise estratigráfica e evolução dinâmica da sequência transicional na porção sul da bacia de Sergipe-Alagoas - *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Vol. 18, Issue 1, 31-49 pp.
- Cupertino, J.A., Bueno, G.V. (2005)** - Arquitetura das sequências estratigráficas desenvolvidas na fase de lago profundo no rifte do Reconcavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Vol **13**, 245–267pp.
- Curie, D. (1984)** - Ouverture de l'Atlantique sud et discontinuités intra-plaque: une nouvelle analyse. *Thèse de 3^{ème} cycle*. Université de Bretagne Occidentale, Brest. 192 pp.
- Davis, M & Kusznir, N. (2004)** – **Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins** – In: Karner, G. D., Taylor, B., Driscoll, N. W. & Kohlstedt, D. L. (Eds.)- Rheology and deformation of the lithosphere at continental margins, *US Margin Theoret & Experiment Inst, Snowbird*, 92-137 pp.
- Davison, I. (1997)** - Wide and narrow margins of the Brazilian South Atlantic - *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 154, 471-476 pp.
- Davison, I. (1999)** - Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin - In: Cameron, N.R. & Clure, V.S. (Eds.)- *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic* - Geological Society Special Publications, London, Vol. **153**, 133-151 pp.
- Davison, I., Bate, R.H. (2004)** - Early opening of the South Atlantic: Berriasian rifting to Aptian salt deposition. *PESGB/HGS 3rd International Joint Meeting - Africa: the Continent of Challenge and Opportunity*, London.
- Davison, I. (2005)** - Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea) – *Journal of African Earth Sciences*, Vol. **43**, Issue 1-3, 254-74 pp.

- Davison, I.** (2007) - Geology and tectonics of the South Atlantic Brazilian salt basins, in Ries, A. C., Butler, R.W.H. & Graham, R.H. (Eds.)- *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward* – Geological Society Special Publications, London, Vol. **272**, 345-359 pp.
- Davison, I., Anderson, L. & Nuttall, P.** (2012) - Salt deposition, loading and gravity drainage in the Campos and Santos salt basins - In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T. & Hodgkinson, R. (Eds.)- *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society Special Publications, London, Vol. **363**, Issue 1, 159-174 pp.
- Dean, W. E. & Anderson, R. Y.** (1978) - Salinity cycles: Evidence for subaqueous deposition of Castile Formation and lower part of Salado Formation, Delaware Basin, Texas and New Mexico, in Austin, G.S., compiler, *Geology and Mineral Deposits of Ochoan Rocks in Delaware Basin and Adjacent Areas - Circular - New Mexico Bureau of Geology et Mineral Mineral Resources*, Vol. **159**, 15–31 pp.
- De Azambuja Filho, N. C., Abreu, C. J.; Horschutz, P. M., Candido, A. & Ramos, E. M.** (1980) - Estudo sedimentológico, faciológico e diagenético dos conglomerados do Campo Petrolífero de Carmópolis – *Sociedade Brasileira de Geologia*, Brazil, Vol. **31**, Issue 1, 240-253 pp.
- Deckart, K., Feraud, G., Marques, L.S., Bertrand, H.** (1998) - New time constraints on dyke swarms related to the Parana–Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. **80**, 67-83 pp.
- De Lurio, J. L., & Frakes, L. A.** (1999) - Glendonites as a paleoenvironmental tool; implications for early Cretaceous high latitude climates in Australia – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **63**, Issue 7-8, 1039-1048 pp.
- De Ruiter, P. A. C.** (1979) - The Gabon and Congo basins salt deposits - *The Bulletin of the Society Economic Geologists*, Vol. **74**, Issue 2, 419-431 pp.
- Dias, J. L., Da Oliveira, J. Q. & Vieira, J. C.** (1988) - Sedimentological and stratigraphic analysis of the Lagoa Feia Formation, rift phase of Campos Basin, offshore Brazil - *Revista Brasileira de Geociencias*, Vol. **18**, Issue 3, 252-260 pp.

- Dias, J. L., Sad, A. R. E., Fontana, R. L., & Feijo, F. J.** (1994) - Bacia de Pelotas - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS* - In: Jacob, M, R., and Fluteau, F., 2006. Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate - *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **248**, Issue 1-2, 426-437 pp.
- Dias, J.L.** (2005) - Tectônica, estratigrafia e sedimentação no andar Aptiano da margem leste Brasileira. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **13**, 7–25pp.
- Donnadieu, Y., Godd  ris, Y., Pierrhumbert, R., Dromart, G., Fluteau, F. & Jacob, R.** (2006 a) - A geoclim simulation of climatic and biogeochemical consequences of Pangea break up - *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol. **7**, Issue 11.
- Donnadieu, Y., Pierrhumbert, R., Jacob, R. & Fluteau, F.** (2006 b) - Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **248**, Issue 1-2, 426-437 pp.
- Doyle, J. A., Biens, P., Doerenkamp, A., & Jardiné, S.** (1977) - Angiosperm pollen from the Pre-Albian Lower Cretaceous of equatorial Africa - *Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine*, Vol. **1**, 451-473 pp.
- Doyle, J. A., Jardiné, S. & Doerenkamp, A.** (1982) - Afropolis, un nouveau genre de pollen d'Angiosperme précoce, avec des données sur la palynostratigraphie et les paléoenvironnements du Crétacé du Nord-Gondwana – *Bulletin des Centres de Recherches Exploration Production Elf-Aquitaine*, Vol. **6**, Issue 1, 39-117 pp.
- Duval, B., Cramez, C. & Jackson, M. P. A.** (1992) - Raft tectonics in the Kwanza basin, Angola - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **9**, Issue 4, 389–404 pp.
- Eagles, G.** (2007) - New angles on South Atlantic opening. *Geophysical Journal International*, Vol. **168**, 353–361pp.
- Evans, R.** (1978) - Origin and significance of the Evaporites in basins around Atlantic margin – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. **62**, Issue 2, 223-234 pp.
- Feijo, F.J.** (1994) - Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **8**, 149–161pp.
- Figueiredo, A.M.F., Braga, J.A.E., Zabalaga, J.C., Oliveira, J.J., Aguiar, G.A., Silva, O.B., Mato, L.F., Daniel, L.M.F., Magnavita, L.P., Bruhn, C.H.L.** (1994) - Reconcavo Basin, Brazil; a

- prolific intracontinental rift basin. In: Landon, S.M. (Ed.), *Interior Rift Basins: American Association of Petroleum Geology Memoir*, Vol **59**, pp. 157–203pp.
- Floegel, F., Hay, W. W., DeConto, R. M., Balukhovsk, A. N.** (2005) - Formation of sedimentary bedding couplets in the Western Interior Seaway of North America - implications from climate system modeling- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 218, Issue 1-2, 125-143 pp.
- Floegel, S. & Wagner, T.** (2006) - Insolation-control on the Late Cretaceous hydrological cycle and tropical African climate-global climate modelling linked to marine climate records - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **235**, Issue 1-3, 88 –304 pp.
- Fluteau, F., Besse, J., & Ramstein, G.** (1999) - Simulating the evolution of the Asian monsoon during the past 30 million years using an atmospheric general circulation model – *Journal of Geophysical Research*, **D10**, 11995-12018 pp.
- Fluteau, F., Besse, J., Broutin, J. & Ramstein, G.** (2001) - The Late Permian climate. What can be inferred from climate modelling concerning Pangea scenarios and Hercynian range altitude? - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **167**, Issue 1-2, 39-71 pp.
- Föllmi, K.B.** (2012) - Early Cretaceous life, climate and anoxia - *Cretaceous Research*, Vol. **35**, 230-257 pp.
- Fonck, J. M., Cramez, C. & Jackson, M. P. A.** (1998) - Role of subaerial volcanic rocks and major unconformities in the creation of South Atlantic margins - *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, Vol. **82**, Issue 10, 1914-1915 pp.
- Ford, D. & Golonka, J.** (2003) - Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **20**, Issue 3-4, 249-285 pp.
- Frakes, L., & Francis, J. E.** (1988) - A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice-rafting in the Cretaceous - *Nature*, Vol. **333**, Issue 6173, 547-549 pp.
- Frakes, L. A.** (1999) - Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data, in Barrera, E., & Johnson, C. (Eds.)- *Evolution of the*

Cretaceous ocean-climate system - *Geological Society of America Special Paper*, Vol. **332**, 49–57 pp.

Franca, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandao, J. R. & Fontanelli, P.d.R. (2007) - Bacia do Espírito Santo - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 501-509 pp.

Freitas, J., T., R. (2006) - ciclos deposicionais evaporíticos da bacia de santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica - *Dissertação de Mestrado apresentada como requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências*, Universidade Federal do Rio Grande do Sul Instituto de Geociências, 168 pp.

Gallo, V. (2009) - A paleoictiofauna marinha das bacias marginais brasileiras. *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Vol. **21**. Belém, Livro de Resumos, p. 266.

Gilchrist, A.R., Summerville, M.A. (1994) - Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development. In: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process Models and Theoretical Geomorphology*. Wiley, Chichester, 55–84pp.

Gonçalves, F.T.T. (2001) - Controles limnológicos sobre a formação de rochas geradoras de petróleo lacustres: o exemplo da Bacia de Camamu, nordeste do Brasil. *Geociências*, Vol. **20**, 5–23pp.

Gontijo, G. A., Milhomem, P.d.S., Caixeta, J. M., Dupuy, I.S.S. & de Lemos Menezes, P. E. (2007) - Bacia de Almada - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 463-473 pp.

Gough, D. O. (1981) - Solar interior structure and luminosity variations, *Solar Physics*, Vol. **74**, 21-34 pp.

Graddi, J.S.V., Campos Neto, O.P.d.A., Caixeta, J.M. (2007) - Bacia de Jacuipe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Vol. **15**, 417–421pp.

Granjeon, D. (1996) - Modélisation stratigraphique déterministe : conception et application d'un modèle diffusif 3D multilithologique - Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.

Granjeon, D., Joseph, P. (1999) – Concepts and applications of a 3-d multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling - Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent

- Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulation, SEPM Spec. Vol. **62**, 197-210 pp.
- Grosdidier, E.** (1967) - Quelques ostracodes nouveaux de la serie ante-salifere ('wealdienne') des bassins cotiers du Gabon et du Congo. *Revue de Micropaleontologie*, Vol. **10**, 107–116pp.
- Grosdidier, E., Braccini, E., Dupont, G., Moron, J.M.** (1996) - Biozonation du Crétacé Inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo. In: Jardiné, S., de Klasz, I., Debenay, J.P. (Eds.) - Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud : Actes des Colloques d'Angers 1994 - *Mémoires Elf-Aquitaine*, Vol. **16**, 67–82pp.
- Guardado, L. R., L. Gamboa, A. P. & Lucchesi, C. F.** (1990) - Petroleum geology of the Campos Basin, a model for a producing Atlantic-type basin, in J. D. Edwards & P. A. Santogrossi (Eds.)- Divergent/passive margin basins - *American Association of Petroleum Geology Memoir*, Vol. **48**, 3-79 pp.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., de Morisson Valeriano, C., Horta de Almeida, J.C., Teixeira, W., Thomaz Filho, A.** (2005) - K/Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil; implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation - *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. **18**, 371–382pp.
- Guillocheau, F., Rolland, N., Colin, J. P., Robin, C., Rouby, D., Helm, C., Dauteuil, O., & Tiercelin, J.-J.** (2008) - Palaeogeography and deformation of Africa through late Jurassic-Cretaceous times - *International Geological Congress, Oslo, Résumés*, Vol. **33**.
- Guiraud, R., Maurin, J.-C.** (1991) - Le Rifting en Afrique au Crétacé inférieur; synthèse structurale, mise en evidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures oceaniques péri-africaines - *Bulletin de la Société Géologique de France*, Vol. **162**, 811–823pp.
- Guiraud, R., Maurin, J.-C.** (1992) - Early Cretaceous rifts of western and central Africa: an overview. *Tectonophysics*, Vol. **213**, 153–168pp.
- Hardie, L. A.** (1984) - Evaporites: Marine or non-marine? - *American Journal of Science*, Vol. **284**, Issue 3, 193–240 pp.

- Hardie, L. A.**, (1990) - The roles of rifting and hydrothermal CaCl₂ brines in the origin of potash evaporites: An hypothesis – *American Journal of Science*, Vol. **290**, Issue 1, 43-106 pp.
- Hardie, L. A.** (1991) - On the significance of evaporates - *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. **19**, 131–168 pp.
- Hardie, L. A.** (1996) - Secular variation in seawater chemistry; an explanation for the coupled secular variation in the mineralogies of marine limestones and potash evaporites over the past 600 m.y - *Geology*, Vol. **24**, Issue 3, 279-283 pp.
- Harris, N. B.** (2000) - Evolution of the Congo rift basin, West Africa; an inorganic geochemical record in lacustrine shales - *Basin Research*, Vol. **12**, Issue 3-4, 425-445 pp.
- Harris, N.B., Sorriaux, P., Toomey, D.F.** (1994) - Geology of the Lower Cretaceous Viodo carbonate: a lacustrine carbonate in the South Atlantic rift. In: Lomando, A.J., Schreiber, B.C., Harris, N.B. (Eds.), Lacustrine reservoirs and depositional systems: *Society for Economic Paleontology and Mineralogy (SEPM)*, Core workshops, Vol. **19**, 143–172pp.
- Harris, N.B., Freeman, K.H., Pancost, R.D., White, T.S., Mitchell, G.D.** (2004) - The character and origin of lacustrine source rocks in the Lower Cretaceous synrift section, Congo Basin, West Africa. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, Vol. **88**, 1163–1184pp.
- Harvie, C. E. & Weare, J. H.** (1980) - The prediction of mineral solubilities in natural waters: the Na-K-Mg-Ca-Cl-SO₄-H₂O systems from zero to high concentration at 25 degrees C - *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **44**, Issue 7, 981-997pp.
- Harvie, C. E., Moller, N. E. & Weare, J. H.** (1984) - The prediction in mineral solubilities in natural waters; the Na-K-Mg-Ca-H-Cl-SO₄ (4) -OH-HCO₃ (3) -CO₂ (3) -CO₂ (2) -H₂O system to high ionic strengths at 25 degrees C – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **48**, Issue 4, 723-751 pp.
- Holland, H. D.** (1978) – The Chemistry of the Atmosphere and Oceans - *Wiley Interscience*, New York, 351 pp.
- Holland, D. S., Horita, J. & Seyfried, W.** (1996) - On the secular variations in the composition of phanerozoic marine potash evaporites - *Geology*, Vol. **24**, Issue 11, 993-996 pp.

- Holser, W. T.** (1979) - Mineralogy of Evaporites – In: Burns, R.G. (Ed.)- Marine Minerals: *Mineralogical Society of America Short Course Notes*, Washington, D.C., Vol. **6**, 124-150 pp.
- Homovic, J. F., Conforto, G. A., Lafourcade, P. A., & Chelotti, L. A.**, (1995) - Fold belt in the San Jorge Basin, Argentina; an example of tectonic inversion - In: J.G. Buchanan, P.G. Buchanan (Eds.), Basin Inversion - *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **88**, 235–248 pp.
- Huber, B.T., Hodell, D. A. & Hamilton, C. P.** (1995) - Mid- to Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients - *Geological Society of America Bulletin*, Vol. **107**, 1164–1191 pp.
- Huismans, R. S. & Beaumont, C.** (2008) - Complex rifted continental margins explained by dynamical models of depth-dependent lithospheric extension. *Geology*, Vol. **36**, 163-166.
- Huismans, R. S. & Beaumont, C.** (2011) - Depth-dependant extension, two stage breakup and cratonic underplating at rifted margins – *Nature*, Vol. **473**, 74-79 pp.
- Imbert, P. & Philippe, Y.** (2005) - *The Mesozoic opening of the Gulf Coast of Mexico; Part 2: Integrating seismic and magnetic data into a general opening model* – In : Post, P.J., Rosen, N.C., Olson, D.L., Palmes, S.L., Lyons, K.T. & Newton, G.B. (Eds.)- Petroleum systems of divergent continental margin basins - *Research Conference, Society for Sedimentary Geology, Gulf Coast Section*, Dallas (United States) CD Rom volume, Vol. **25**, , 1151-1189 pp.
- Jackson, M. P. A., Cramez, C., & Fonck, K. M.** (2000) - Role of subaerial volcanic rocks and mantle plumes in creation of South Atlantic margins; implications for salt tectonics and source rocks - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **17**, Issue 4, 477-498 pp.
- Jacob, R.** (1997) - Low frequency variability in a simulated atmosphere ocean system - Ph.D. Thesis, University of Wisconsin, Madison, 159 pp.
- Jacques, J. M.** (2003) - A tectonostratigraphic synthesis of the sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt - *Journal of the Geological Society*, London, Vol. **160**, 687-701 pp.

- Jaillard, E., Sempéré, T., Soler, P., Carlier & G., Marocco R.** (1995) - The role of Tethys in the evolution of the Northern Andes between Late Permian and Late Eocene times - In: Nairn A.E.M., Ricou, L.E. , Vrielynck, B. & Dercourt J. (Eds.) - *The Ocean basins and margins: 8. The Thetys Ocean* - Plenum Press, New-York; 463-492 pp.
- Karner, G. D., Driscoll, N. W., McGinnis, J. P., Brumbaugh, W. D. & Cameron, N. R.** (1997) – Tectonic significance of syn-rift sediment packages across the Gabon-Cabinda continental margin - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **14**, Issue 7-8, 973-1000 pp.
- Karner, G. D. & Driscoll, N. W.** (1999) - Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian margins; insights from quantitative basin modeling - In: Cameron, N.R., Bate, R.H. & Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic* - *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **153**, 11-40 pp.
- Karner, G. D., Driscoll, N. W. & Barker, D. H. N.** (2003) - Syn-rift region subsidence across the West African continental margin; the role of lower plate ductile extension - In: Arthur, T.J., MacGregor, D.S. & Cameron, N.R. (Eds.)- *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies* - *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **207**, 105-129 pp.
- Karner, G. D., Gambôa, L. A. P.** (2007) - Timing and origin of the South Atlantic pre-salt sag basins and their capping evaporites – In: Schreiber, B. C., Lugli, S. & Babel, M. (Eds)- *Evaporites Through Space and Time* - *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **285**, 15–35 pp.
- Köppen, W.** (1900) – Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt – *Geographische Zeitschrift*, Vol. **6**, 657-679 pp.
- Koutsoukos, E. A. M. & Bengston, P.** (1993) - Towards an integrated biostratigraphy of the upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil – In : Gayet, M. (Ed.)- *Paléontologie et stratigraphie d'Amérique latine*, Documents des Laboratoires de Geologie, Lyon, Vol. **125**, 241-262 pp.
- Kuo, L.-C.** (1994) - Lower Cretaceous lacustrine source rocks in northern Gabon; effect of organic facies and thermal maturity on crude oil quality. *Organic Geochemistry*, Vol. **22**, 257–273pp.

- Kusznir, N. J., Karner, G. D. (2007)** - Continental lithospheric thinning and breakup in response to upwelling divergent mantle flow: application to the Woodlark, Newfoundland and Iberia margins – In: Karner, G.D., Manatschal, G. & Pinheiro, L.M. (Eds.)- *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **282**, 389-419 pp.
- Lana, C.C., Pedrao, E. (2000)** - Um episodio de incursao marinha no eoaptiano (eoalagoas) da bacia de Almada, BA, Brazil. *Revista Universidade de Guarulhos — Geosciências V (nº especial)*, 89–92pp.
- Lavier, L. L., Manatschal, G. (2006)** - A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins – *Nature*, Vol. **440**, 324-328 pp.
- Legarreta, L., & Uliana M. A. (1991)** - Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of backarc basin fill, central Argentine Andes – In : Macdonald, D.I.M. (Ed.)- *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Seal-Level Changes at Active Margins, Special Publications of the Internal Association of Sedimentologists*, Wiley, Vol. **12**, 429-450 pp.
- Lentini, M. R., Fraser, S.I., Sumner, H. S. & Davies, R. J. (2010)** - Geodynamics of the central South Atlantic conjugate margins; implications for hydrocarbon potential - *Petroleum Geoscience*, Vol. **16**, Issue 3, 217-229 pp.
- Leyden, R., Asmus, H., Zemruscki, S. & Bryan, G. (1976)** - South Atlantic diapiric structures - *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, Vol. **60**, Issue 2, Special AAPG Fondation issue, 196–212 pp.
- Linol, B. (2012)** - Sedimentology and sequence stratigraphy of the Congo and the Kalahari basins of Southcentral Africa and their evolutions during the formation and the breakup of West Gondwana. *Ph.D. Thesis*, Faculty of Sciences at the Nelson Mandela Metropolitan University, Port Elisabeth, South Africa. 361 pp.
- Logan, B. W. (1987)** - The MacLeod evaporite Basin, Western Australia; Holocene environments, sediments and geological evolution - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. **44**, 132-133 pp.
- Lowenstein, T. K., Hardie, L. A., Timofeeff, M. N. & Demicco, R. V. (2003)** - Secular variation in seawater chemistry and the origin of calcium chloride basinal brines - *Geology*, Vol. **31**, Issue 10, 857-860 pp.

- Macdonald, D., Gomez-Perez, I., Franzese, J., Spalletti, L., Lawver, L., Gahagan, L., Dalziel, I., Thomas, C., Trewin, N., Hole, M. & Paton, D.** (2003) - Mesozoic break-up of SW Gondwana: implications for regional hydrocarbon potential of the southern South Atlantic - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **20**, Issue 3-4, 287-308 pp.
- Magnavita, L.P., Silva, R.S., Sanches, C.P.** (2005) - Roteiros geológicos, guia de campo da Bacia do Recôncavo, NE do Brasil - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **13**, 301–334pp.
- Maiklem, W. R.** (1971) – Evaporative drawdown: A mechanism for water level lowering and diagenesis in the Elk Point Basin - *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, Vol. **19**, Issue 2, 485-501 pp.
- Manatschal, G.** (2004) - New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps – *International Journal of Earth Sciences* (Geologische Rundschau), Vol. **93**, Issue 3, 432–436 pp.
- Marton, L. G., Tari, L. G. & Lehmann, C. T.** (2000) - Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles - in: Mohriak, W. & Talwani, M. (Eds.)- *Atlantic Rifts and Continental Margins*, American Geophysical Union, Washington, Geophysical Monograph series, Vol. **115**, 129-149 pp.
- Matos, R.M.D.** (1992) - The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*, Vol. **11**, 766–791pp.
- Matos, R.M.D.** (1999) - History of the northeast Brazilian rift system; kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: Cameron, N.R., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic: Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **153**, 55–73pp.
- Mbina Mounquengui, M., Guiraud, M.** (2009) - Neocomian to early Aptian syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted north Gabon margin (Interior and N'Komi Basins). *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **26**, 1000–1017pp.
- Mbina Mounquengui, M., Lang, J., Guiraud, M.** (2008) - Sedimentary dynamics and extensional structuring related to early Cretaceous rifting of Neocomian and Barremian deposits of the interior basin of Gabon - *Journal of African Earth Sciences*, Vol. **51**, 239–256pp.

- McCaffrey, M. A., Lazar B. & Holland, H. D.** (1987) - The evaporation path of seawater and the coprecipitation of Br⁻ and K⁺ with halite - *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. **57**, Issue 5, 928-937 pp.
- McGuffie, K. & Henderson-Sellers, A.** (2005) - A Climate Modelling Primer- Third edition - John Wiley & Sons, Ltd, 280 pp.
- McHargue, T.R.** (1990) - Stratigraphic development of proto-South Atlantic rifting in Cabinda, Angola — a petroliferous lake basin. In: Katz, B.J. (Ed.), Lacustrine basin exploration. Case Studies and Modern Analogs - *American Association of Petroleum Geology Memoirs*, Vol. **50**, 307–326pp.
- McKenzie, D.** (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basins - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **40**, Issue 1, 25-32 pp.
- Meister, E. M. & Aurich, N.** (1972) – Geologic outline and oil fields of Sergipe Basin, Brazil – *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol 56, Issue 6, 1034-1047 pp.
- Mello, M.R., Telnaes, N., Gaglianone, P.C., Chicarelli, M.I., Brassell, S.C., Maxwell, J.R.** (1988) - Organic geochemical characterisation of depositional palaeoenvironments of source rocks and oils in Brazilian marginal basins - *Organic Geochemistry*, Vol. **13**, 31–45pp.
- Milani, E. J., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M. & Pessoa Neto, O.d.C.** (2007) - Bacias sedimentares brasileiras; cartas estratigraficas - Brazilian sedimentary basins; stratigraphic charts - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 183-205 pp.
- Milani, E. J. & Thomaz Filho, A.** (2000) - Sedimentary basins of South America – In : Cordani, U.G., Milani, E. J. & Thomaz Filho, A. (Eds.), *Tectonic evolution of South America*, In-Folio Produção Editorial, Grafica e Programação Visual, Rio de Janeiro, Brazil, 389-449 pp.
- Mohriak, W. U., Mello, M. R., Bassetto, M., Vieira, I. S. & Koutsoukos, E. A.** (2000) - Crustal architecture, sedimentation, and petroleum systems in the Sergipe–Alagoas Basin, Northeastern Brazil - In: Mello, M.R. & Katz, B.J. (Eds.)- Petroleum systems of South Atlantic margins, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. **73**, 273-300 pp.

- Mohriak, W. U., Lira Rabelo, J., De Matos, R. D. & De Barros, M. C.** (1995) - Deep seismic reflection profiling of sedimentary basins offshore Brazil: Geological objectives and preliminary results in the Sergipe Basin - *Journal of Geodynamics*, Vol. **20**, Issue 4, 515-539 pp.
- Mohriak, W. U., Marcelo Bassetto, M., Ines Santos Vieira, I.** (1998) - Crustal architecture and tectonic evolution of the Sergipe-Alagoas and Jacupe basins, offshore northeastern Brazil - *Tectonophysics*, Vol. **288**, 199-220 pp.
- Mohriak, W.U., Rosendahl, B.R.** (2003) - Transform zones in the South Atlantic rifted continental margins. In: Storti, F., Holdsworth, R.E., Salvini, F. (Eds.), Intraplate Strike-Slip Deformation Belts - *Geological Society, London, Special Publications*, Vol. **210**, 211–228pp.
- Mohriak, W. U., Nemcok, M. & Enciso, G.** (2008) - South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil - in Pankhurst, R. J., Trouw, R. A. J., Brito Neves, B.B. & De Wit, M. J. (Eds.)- West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **294**, 365-398 pp.
- Montaron, B. & Tapponier, P.** (2010) - A quantitative model for salt deposition in actively spreading basins - *American Association of Petroleum Geologists, Search & Discovery*, Article 30117.
- Moreira, J. L. P., Madeira, C. V., Gil, J. A. & Machado, M. A. P.** (2007) - Bacia de Santos - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 531-549 pp.
- Moulin M.** (2003) - Etude géologique et géophysique des marges continentales passives: exemple du Zaïre et de l'Angola – Ph.D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoeffer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P. & Unternehr, P.** (2005) - Geological constraints on the evolution of the angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project) - *Geophysical Journal International*, Vol. **162**, Issue 3, 793–810 pp.
- Moulin, M., Aslanian, D. & Unternehr, P.** (2010) - A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean - *Earth Science Reviews*, Vol. **98**, Issue 1-2, 1-37 pp.

- Moulin, M., Aslanian, D., Rabineau, M., Patriat, M. & Matias, L.** (2012) - Kinematic keys of the Santos–Namibe basins - In : Mohriak, W.U., Danforth, A., Post, P.J., Brown, D.E., Tari, G.C., Nemcok, M. & Sinha, S.T. (Eds.)- Conjugate Divergent Margins, *Geological Society Special Publications*, London, Vol. **369**.
- Mounguengui, M. M., Lang, J. & Guiraud, M.** (2008) - Sedimentary dynamics and extensional structuring related to early Cretaceous rifting of Neocomian and Barremian deposits of the interior basin of Gabon – *Journal of African Earth Sciences*, Vol. **51**, Issue 5, 239-256 pp.
- Mounguengui, M. M. & Guiraud, M.** (2009) - Neocomian to early Aptian syn-rift evolution of the normal to oblique-rifted north Gabon margin (Interior and N'Komi Basins) - *Marine and Petroleum Geology*, Vol. **26**, Issue 6, 1000-1017 pp.
- Moura, J.A.** (1972) - Algumas especies e subespecies novas de ostracodes da bacia Reconcavo/Tucano - *Boletim Tecnico da Petrobras*, Vol. **15**, 245–263pp.
- Mussard, J. M.** (1996) - Les palynomorphes, indicateurs des variations du niveau marin relatif : analyses quantitatives dans l'Albien supérieur de la République du Congo - In: Jardiné, S., de Klasz, I. & Debenay, J.-P. (Eds.)- Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, Compte Rendus des Colloques de géologie d'Angers, 16–24 juillet 1994, *Mémoires du Bulletin des Centres de Recherche et d'Exploration-Production d'Elf*, Vol. **16**, 57–66 pp.
- Netto, A.S.T., Filho, J.R.W., Feijo, F.J.** (1994) - Bacias de Jacuipe, Camamu e Almada. *Boletim de Geociencias da Petrobras* 8, 173–184.
- Novais, L.C.C., Teixeira, L.B., Neves, M.T., Rodarte, J.B.M., Almeida, J.C.H., Valeriano, C.M.** (2004) - Novas ocorrencias de diques de diabasio na faixa Colatina, ES; estruturas rupteis associadas e implicacoes tectonicas para as bacias de Campos e do Espirito Santo - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **12**, 191–194pp.
- Nunn, J. A. & Harris, N. B.** (2007) - Subsurface seepage of seawater across a barrier: A source of water and salt to peripheral salt basins - *Geological Society of America Bulletin*, Vol. **119**, Issue 9-10, 1201-1217 pp.
- Nürnberg, D. & Müller, R.D.** (1991) - The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present - *Tectonophysics*, Vol. **191**, Issue 1-2, 27-53 pp.

- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M.** (2008) - The Concise Geologic Time Scale - *Cambridge University Press*. 177 pp.
- Ojeda, H. A.** (1982) - Structural framework, stratigraphy and evolution of Brazilian marginal basins - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. **66**, Issue 6, 732–749 pp.
- Ollier, C.D.** (1985) - Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: Morisawa, M., Hack, J.T. (Eds.), *Tectonic Geomorphology*. Allen & Unwin, Boston, 3–25pp.
- Otis, R. M. & Schneidermann, N.** (2000) - A failed hydrocarbon system; Rawson Basins, Argentina - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. **73**, 417-427 pp.
- Paredes, J. M., Foix, N., Pinol, F. C., Nillni, A., Allard, J. O. & Marquilla, R. A.** (2007) – Volcanic and climatic controls on fluvial style in a high-energy system : The Lower cretaceous Matasiete Formatio, Golfo San Jorge basin, Argentina- *Geology*, Vol. **202**, Issues 1-2, 96-123 pp.
- Parrish, J. T., Ziegler, A. M. & Scotese, C. R** (1982) - Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **40**, Issue 1-3, 67-101 pp.
- Passalia, M. G.** (2009) - Cretaceous $p\text{CO}_2$ estimation from stomatal frequency analysis of gymnosperm leaves of Patagonia, Argentina - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **273**, Issue 1-2, 17-24 pp.
- Paz, J. D. S., Rossetti, D. F. & Macambira, M. J. B.** (2005) - An Upper Aptian saline pan/lake system from the Brazilian equatorial margin: integration of facies and isotopes – *Sedimentology*, Vol. **52**, Issue 6, 1303-1321 pp.
- Pedentchouk, N., Freeman, K.H., Harris, N.B., Clifford, D.J., Grice, K.** (2004) - Sources of alkylbenzenes in Lower Cretaceous lacustrine source rocks, West African rift basins - *Organic Geochemistry*, Vol. **35**, 33–45pp.
- Pedentchouk, N., Freeman, K.H., Harris, N.B.** (2008) - Distinct variations among source rocks from Early Cretaceous West African rift basins based on hydrogen and carbon isotope values of n-alkanes. EGU General assembly 2012 - *Geophysical Research Abstracts*, Vol. **10**, 2-2pp.

- Peel, M. C., Finlayson, B. L., McMahon, T. A.** (2007) - Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification - *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. **11**, 1633-1644 pp.
- Petri, S.** (1987) – Cretaceous paleogeographic maps of Brazil - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **59**, 117-168 pp.
- Pindell, J. L. & Tabutt, K. D** (1995) - Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional Controls on Hydrocarbon Systems - In: Tankard, J., Soruco, R.S. & Welsink, H.J. (Eds.)- Petroleum basins of South America, *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. **62**, 101-128.
- Poropat, S. F. & Colin, J.-P.** (2012) - Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview – *Gondwana Research*, Vol. **22**, Issues 3– 4, 761-1152 pp.
- Poulsen, C. J., Barron, E. J., Arthur, M. A. & Peterson, W. H.** (2001) - Response of the Mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings, *Paleoceanography*, Vol. **16**, Issue 6, 576-592 pp.
- Poulsen, C. J., Jacob, R. L., Pierrehumbert, R. T., & Huynh, T. T.** (2002) - Testing paleogeographic controls on a Neoproterozoic snowball Earth - *Geophysical Research Letters*, Vol. **29**, Issue 11.
- Poulsen, C. J., Gendaszek, A. S. & Jacob, R. L.** (2003) - Did the rifting of the Atlantic Ocean cause the Cretaceous thermal maximum? - *Geology*, Vol. **31**, Issue 2, 115-118 pp.
- Price, G. D.** (1999) - The evidence and implications of polar ice during the Mesozoic - *Earth Science Reviews*, Vol. **48**, Issue 3, 183-210 pp.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S. M. F., Dromart, G., Reboulet, S. & Grandjean, P.** (2003) - Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels – *Paleoceanography*, Vol. **18**, Issue 2, 12 pp.
- Pucéat, E., Lecuyer, C., Donnadieu, Y., Naveau, P., Cappetta, H., Ramstein, G., Huber, B. T. & Kriwet, J.** (2007) - Fish tooth $\delta^{18}\text{O}$ revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients - *Geology*, Vol. **35**, Issue 2, 107-110 pp.
- Rabinowitz, P. D. & LaBrecque, J.** (1979) - The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of Its Continental Margins - *Journal of Geophysical Research*, Vol. **84**, Issue B11, 5973-6002 pp.

- Ramstein, G., Fluteau, F., Besse, J. & Joussaume, S.** (1997) - Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate over the past 30 million years - *Nature*, Vol. **386**, Issue 6627, 788–795 pp.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R., Feijo, F.J.** (1994) - Bacia de Campos - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **8**, 203–217pp.
- Rangel, H.D., Carminatti, M.** (2000) - Rift lake stratigraphy of the Lagoa Feia Formation, Campos Basin, Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins Through Space and Time - American Association of Petroleum Geology Studies in Geology*, Vol. **46**, 225–244pp.
- Rangel, H. D., Flores de Oliveira, J.L. & Caixeta, J. M.** (2007) - Bacia de Jequitinhonha - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue, 2, 475-483 pp.
- Reading, H. G.** (ed.) (1996), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. Third edition* - Blackwell, Oxford, 688 pp.
- Regali, M.S.P., Uesugui, N., Santos, A.S.** (1974) - Palinologia dos sedimentos Meso-cenozoicos do Brasil (I) - *Boletim Técnico da Petrobras*, Vol. **17**, 177–191pp.
- Renne, P.R., Deckart, K., Ernesto, M., Féraud, G., Piccirillo, E.M.** (1996) - Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **144**, 199–211pp.
- Reston, T.J.** (2010) - The opening of the central segment of the South Atlantic; symmetry and the extension discrepancy. *Petroleum Geoscience*, Vol. **16**, 199–206pp.
- Reyre, D.** (1966) - Particularités géologiques des bassins côtiers de l'ouest Africain essai de recapitulation – In : *Sedimentary basins of the African Coast, Symposium, Pt. 1*, Paris, Union Internationale des Sociétés Géologiques, Association des Services Géologiques Africains, 253–304 pp.
- Robert, P., Yapaudjian, L.** (1990) - Early Cretaceous rift sediments of the Gabon–Congo margin; lithology and organic matter; tectonic and paleogeothermal evolution - *Journal of African Earth Sciences and the Middle East*, Vol. **10**, 319–330pp.

- Rodovalho, N., Gontijo, R.C., Santos, C.F. & Milhomem, P.d.S.** (2007) - Bacia de Cumuruxatiba - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 485-491 pp.
- Rouchy, J. M., Suc, J. P. & Ferrandini, M.** (2006) - The Messinian salinity crisis revisited – *Sedimentary geology*, Vol **188**, 1-8 pp.
- Rouchy, J. M. & Blanc-Valleron, M. M.** (2006) - *Les évaporites: matériaux singuliers, milieux extrêmes* - Collection « Interactions », Société géologique de France, Paris: Vuibert, 190 pp.
- Royer, D. L., Berner, R. A., Montanez, I. P., Tabor, N. J. & Beerling, D. J.** (2004) - CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate - *Geological Society of America Today*, Vol. **14**, Issue 3, 4-10 pp.
- Santos, C.F., Gontijo, R.C., Araujo, M.B., Feijo, F.J.** (1994) - Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **8**, 185–190pp.
- Schaller, H.** (1969) - Revisao estratigrafica da bacia de sergipe/alagoas - *Boletim Técnico da Petrobras*, Vol. **12**, 21–86pp.
- Schmalz, R. F.** (1969) - Deep-Water Evaporites Deposition: A Genetic Model - *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol **53**, Issue 4, pp 798-823
- Scotchman, I., Chiossi, D.** (2009) - Kilometre-scale uplift of the Early Cretaceous rift section, Camamu Basin, offshore north-east Brazil - *Search and Discovery article* #50183.
- Scotese, C.** (2000) – The Palaeomap Project - <<http://www.scotese.com>>
- Scotese, C. R., Boucot, A. J., & McKerrow, W. S.** (1999) - Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology - *Journal of African Earth Sciences*, Vol. **28**, Issue 1, 99-114 pp.
- Sepulchre, P.** (2007) - Compréhension et Modélisation du climat d'Afrique centrale au Miocène supérieur. Application au bassin hydrographique du Tchad -
- Sewall, J. O., van de Wal, R. S. W., van der Zwan, K., van Oosterhout, C., Dijkstra, H. A. & Scotese, C. R.** (2007) - Climate model boundary conditions for four Cretaceous time slices - *Climate of the Past*, Vol. **3**, Issue 4, 647-657 pp.

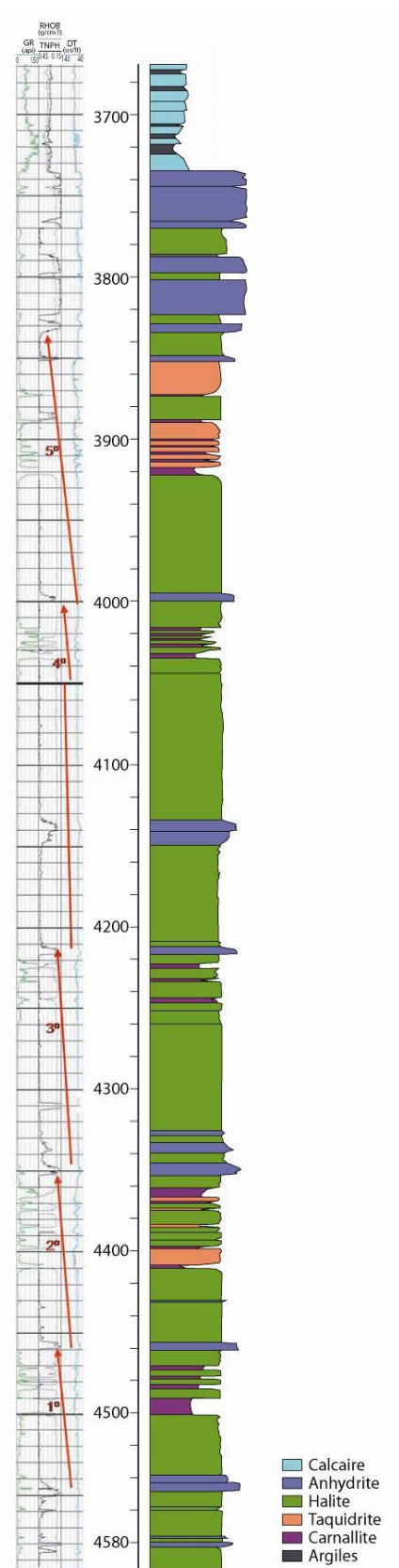
- Sherman, D. J.** (1966). Origin of marine evaporites by diagenesis - *Transactions of Institute of Mineralogy Metall. Section B*, Vol. **75**, 208-215 pp.
- Silva, O.B., Caixeta, J.M., Milhomem, P.d.S., Kosin, M.D.** (2007) - Bacia do Reconcavo - *Boletim de Geociencias da Petrobras*, Vol. **15**, 423–431pp.
- Smith, R.D.A.** (1995) - Reservoir architecture of syn-rift lacustrine turbidite systems, Early Cretaceous, offshore South Gabon. In: Lambiase, J.J. (Ed.), *Hydrocarbon Habitat in Rift Basins - Geological Society - London, Special Publication*, Vol. **80**, 197–210pp.
- Sonnenfeld, P.** (1984). Brines and mapontes. *Academic Press Inc.*, London, Vol **613**.
- Souza-Lima, W.** (2008) - Sequencia evaporitica da bacia de Sergipe-Alagoas- In: Mohriak, W.U., Szatmari, P., Couto Anjos, S. (Eds.)- *Sal: Geologia e Tectonica. Edicoes Beca. Petrobras, Sao Paulo*, 231-249 pp.
- Spalletti, L. A. & Franzese, J.** (1996) - Mesozoic Palaeogeography of Southern South America – In: Andean geodynamics : extended abstracts, *Colloque ISAG 96 : Symposium International sur la Géodynamique Andine*, ORSTOM , Paris, 497-500 pp.
- Spencer, R. J., & Hardie, L. A.** (1990) - Control of seawater composition by mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines - *Special Publication Geochemical Society*, Vol. **2**, 409-419 pp.
- Spicer, R. A., Rees, P. M., Chapman, J. L., Jarzembowski, E. A., & Cantrill, D.** (1993) - Cretaceous phytogeography and climate signals - *Philosophical Transaction of Royal Society*, London, Vol. **341** Issue 1297, 277-286 pp.
- Teisserenc, P. & Villemin, J.** (1990) - Sedimentary basin of Gabon; geology and oil systems - *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, Vol. **48**, 117-199 pp.
- Torsvik, T. H., Rousee, S., Labails, C., & Smethurst, M. A.** (2009) - A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin - *Geophysical Journal International*, Vol. **177**, Issue 3, 1315-1333 pp.
- Tsimplis, M.N. & Bryden, H.L.** (2000) - Estimation of the transports through the Strait of Gibraltar - *Deep-Sea Research I*, Vol. **47**, Issue 12, 2219–2242 pp.

- Tucker, M. E.** (2001) - *Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Third edition - Blackwell Scientific Publications.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M.** (1994) - Magmatism and continental break-up in the South Atlantic; high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology - *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. **121**, 333–348pp.
- Uesugui, N.** (1987) - Posicao estratigrafica dos evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas - *Revista Brasileira da Geociências*, Vol. **17**, 131–134pp.
- Unternehr, P., Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E.** (2010) - Hyper-extended crust in the South Atlantic; in search of a model - *Petroleum Geoscience*, Vol. **16**, Issue 3, 207-215 pp.
- Uliana, M. A., & Legaretta, L.** (1993) - Hydrocarbon habitat in a triassic-to-Cretaceous sub-Andean setting: Neuquén basin, Argentina - *Journal of Petroleum Geology*, Vol. **16**, Issue 4, 397-420 pp.
- Usiglio, J.** (1849) - Analyse de l'eau de la Méditerranée sur les côtes de France - *Annalen der Chemie*, Vol. **27**, 92-107 pp., 172-191 pp.
- Van den Belt F.J.G. & de Boer P.L.** (2007) - A shallow basin model for 'saline giants' based on isostasy-driven subsidence – In: Paola C., Nichols G., & Williams E. (Eds)- *Sedimentary Processes, Environments and Basins - a tribute to Peter Friend - Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, Vol. **38**, 241-252 pp.
- Viana, C.F., Gama Jr., E.G., Simoes, I.A., Moura, J.A., Fonseca, J.R., Alves, R.J.** (1971) - Revisao estratigrafica da bacia de recôncavo/tucano - *Boletim Técnico da Petrobras*, Vol. **14**, 157–192pp.
- Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P., Feijo, F.J.** (1994) - Bacias do Espirito Santo e Mucuri - *Boletim de Geociências da Petrobras*, Vol. **8**, 191–202pp.
- Wardlaw, N. C.** (1972) - Unusual Marine Evaporites with Salts of Calcium and Magnesium Chloride in Cretaceous basins of Sergipe, Brazil - *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, Vol. **67**, Issue 2, 156-168 pp.

- Wardlaw, N. C. & Nicholls, G. D.** (1972) - Cretaceous evaporites of Brazil and West Africa and their bearing on the theory of continent separation - *Report of the 24th Session - International Geological Congress*, Vol. **24**, Issue 6, 43-55 pp.
- Warren, J. K.** (1989) – Evaporite sedimentology- *Prentice Hall Inc.*, Old Tappan, NJ (USA), 285 pp.
- Warren, J. K.** (2006) - *Evaporites; sediments, resources, and hydrocarbons* - Springer Berlin Heidelberg, New York,
- Warren, J. K.** (2010) - Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and non marine deposits - *Earth Science Reviews*, Vol. **98**, Issue 3-4, 217-268 pp.
- Wernicke, B.P.** (1981) - Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen - *Nature*, Vol. **291**, 645-648 pp.
- Wernicke, B. P.** (1985) - Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere - *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. **22**, Issue 1, 108-125 pp.
- Winter, W. R., Jahnert, R. J. & Franca, A. B.** (2007) - Bacia de Campos - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 511-529 pp.
- Zalan, P. V.** (2007) - Bacia de Bragança -Viseu, São Luís e Ilha Nova - *Boletim de Geociencias da PETROBRAS*, Vol. **15**, Issue 2, 341-345 pp.

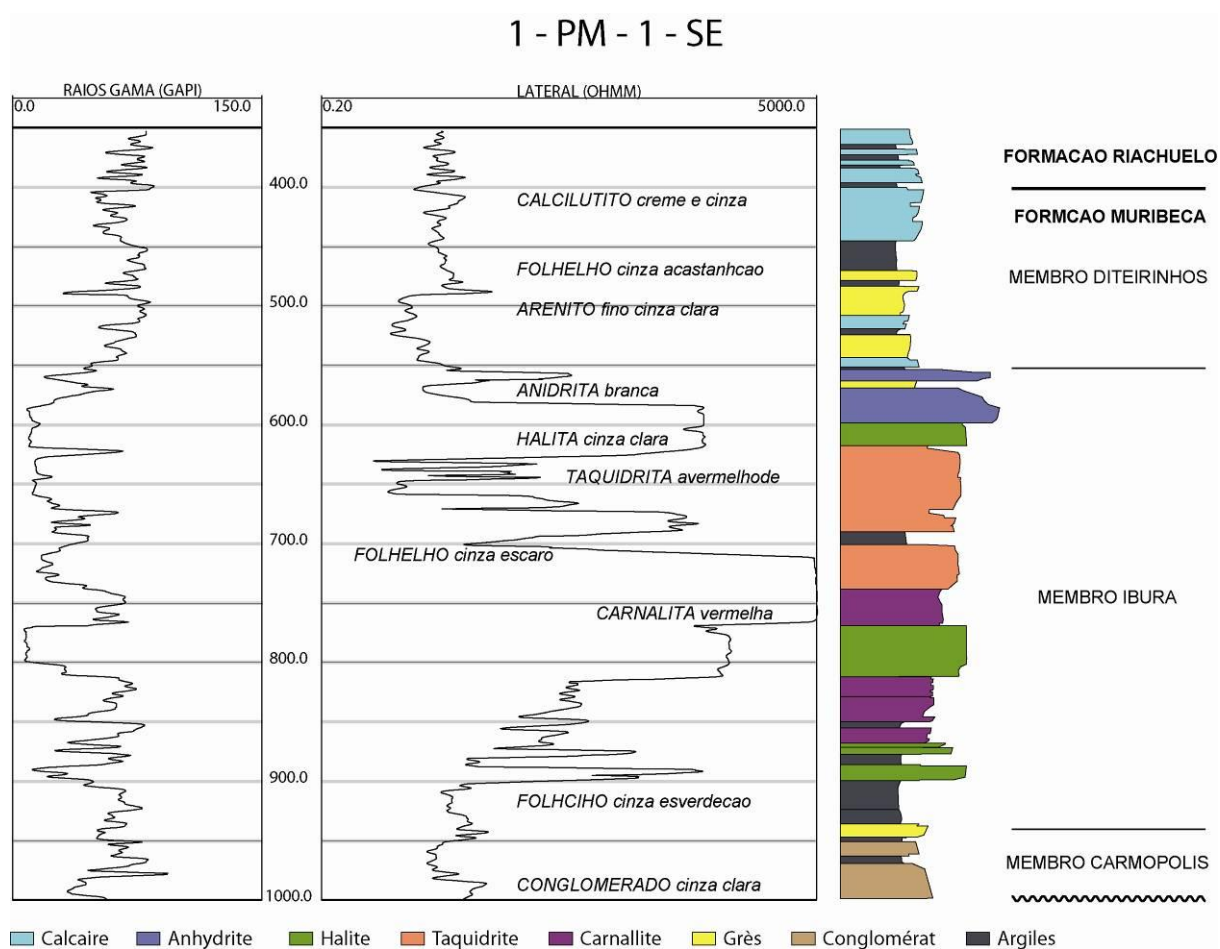
FIGURES ANNEXES

FIGURE ANNEXE 1



*Diagraphie et Log interprété des évaporites
du puit RJS-598-D du bassin de Santos
(cycles d'après Freitas, 2006)*

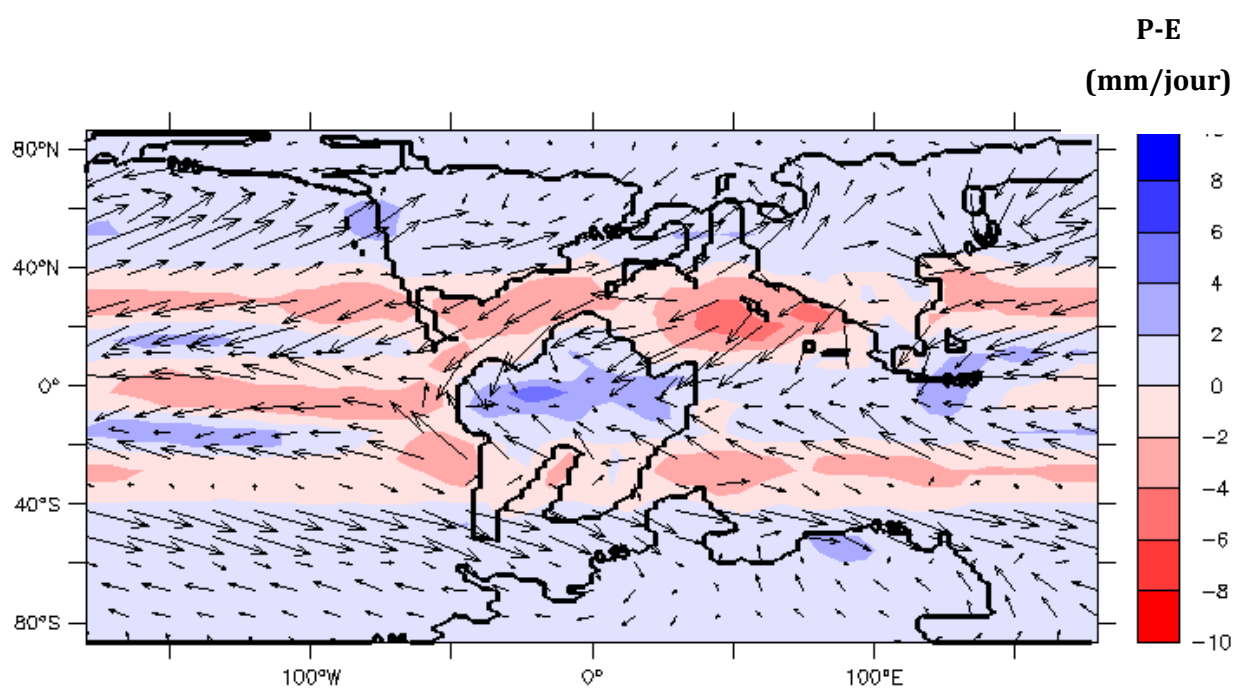
FIGURE ANNEXE 2



Diagraphie et Log interprété des évaporites du puit 1-PM-1-SE du bassin de Sergipe (Feijo, 1994)

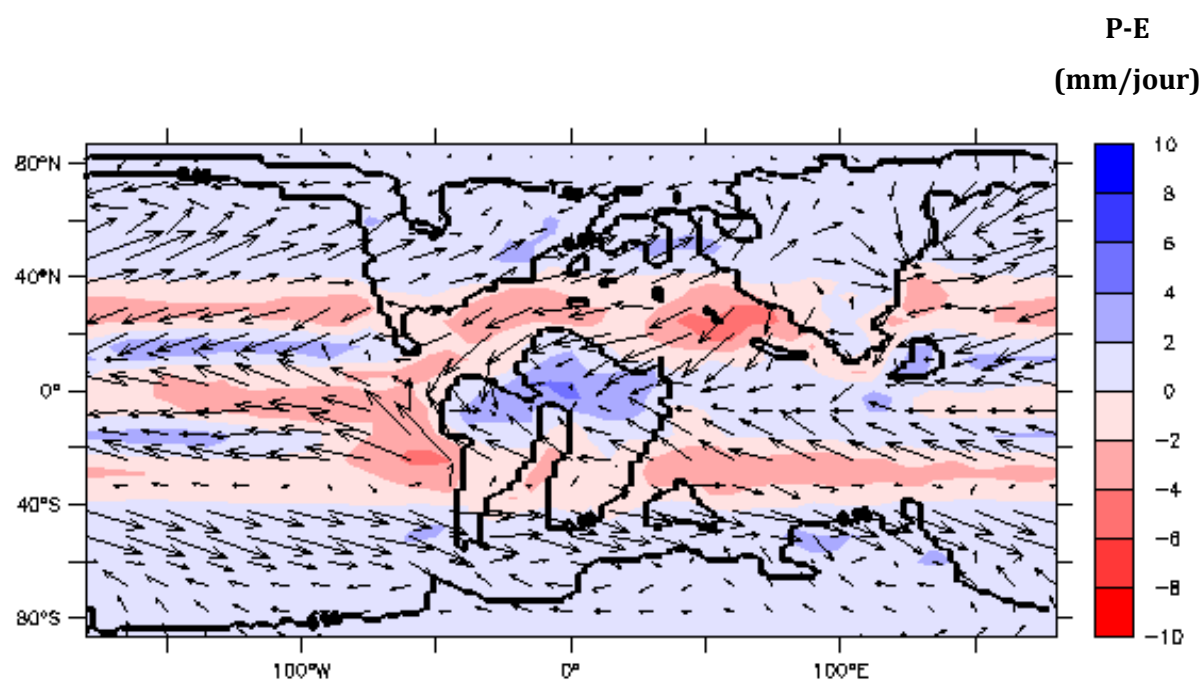


FIGURE ANNEXE 4



P-E (précipitations - évaporation) à l'Aptien inférieur (mm/jour)

FIGURE ANNEXE 5



P-E (précipitations - évaporation) à l'Albien inférieur (mm/jour)

FIGURE ANNEXE 6

```

A= 948817000000 //m2
Vbw0=2*A // m3 Volume d'eau initial dans le bassin
S0=35*1000 //g/m3
Ssw=35*1000 //g/m3
Qsw=123246162240 //(m3/an) // Seawater flowing across the Walvis-Rio Grande volcanic ridge // Evaporation
Ebw=696621441000 // Evaporation
Qfw=573375278760 //(m3/AN) // Fresh water flow rate from rivers

// pour calculer subsidence Airy
RhoM=3300000 //(g/m3) // (3300 kg/m3) masse volumique du manteau
RhoHalite=2160000 //g/m3 //masse volumique Halite
RoSat=1214000 //(g/m3)
Rho0=1025000

nbboucle=200
tt= linspace(0,0,nbboucle)
Vbw= linspace(Vbw0,Vbw0,nbboucle)
S= linspace(S0,S0,nbboucle)
masse_sel_total= linspace(0,0,nbboucle)
masse_sel= linspace(0,0,nbboucle)
masse_sel_cumul= linspace(0,0,nbboucle)
Hwater= linspace(0,0,nbboucle)
Thick= linspace(0,0,nbboucle)
ThickCumul= linspace(0,0,nbboucle)
Subsid= linspace(0,0,nbboucle)
SubsidCumul= linspace(0,0,nbboucle)

Vsalt0=0 //volume de sel initial
Ssat=310*1000 //g/m3
dt=5000//

for i=2:nbboucle
    Vbw(i)=Vbw0+(Qsw+Qfw)*dt-Ebw*dt
    masse_sel_total(i)=S0*Vbw0+Ssw*(Qsw*dt)
    S(i)=masse_sel_total(i)/Vbw(i)
    tt(i)=(i-1)*dt
    if S(i)>= Ssat then
        masse_sel(i)=masse_sel_total(i)-Ssat*Vbw(i)
        masse_sel_cumul(i)=masse_sel(i)+ masse_sel_cumul(i-1)
        Vsalt(i)=masse_sel(i)/RhoHalite
        Thick(i)=(Vsalt(i)/A)
        ThickCumul(i)=Thick(i)+ ThickCumul(i-1)
        S(i)=Ssat
    end
    Hwater0=Vbw0/A
    Hwater(i)=Vbw(i)/A

    // Subsid(i)=((Hwater0*Rho0)-(Hwater(i)*RoSat)-(ThickCumul(i)*RhoHalite))/RhoM
    Subsid(i)=((ThickCumul(i)*RhoHalite))/RhoM
    //SubsidCumul(i)=ThickCumul(i)*(RhoM-RoSat)/(RhoM-RhoHalite)
    VCumul(i)=(masse_sel_cumul(i)/RhoHalite)
    Vbw0=Vbw(i)
    S0=S(i)
end

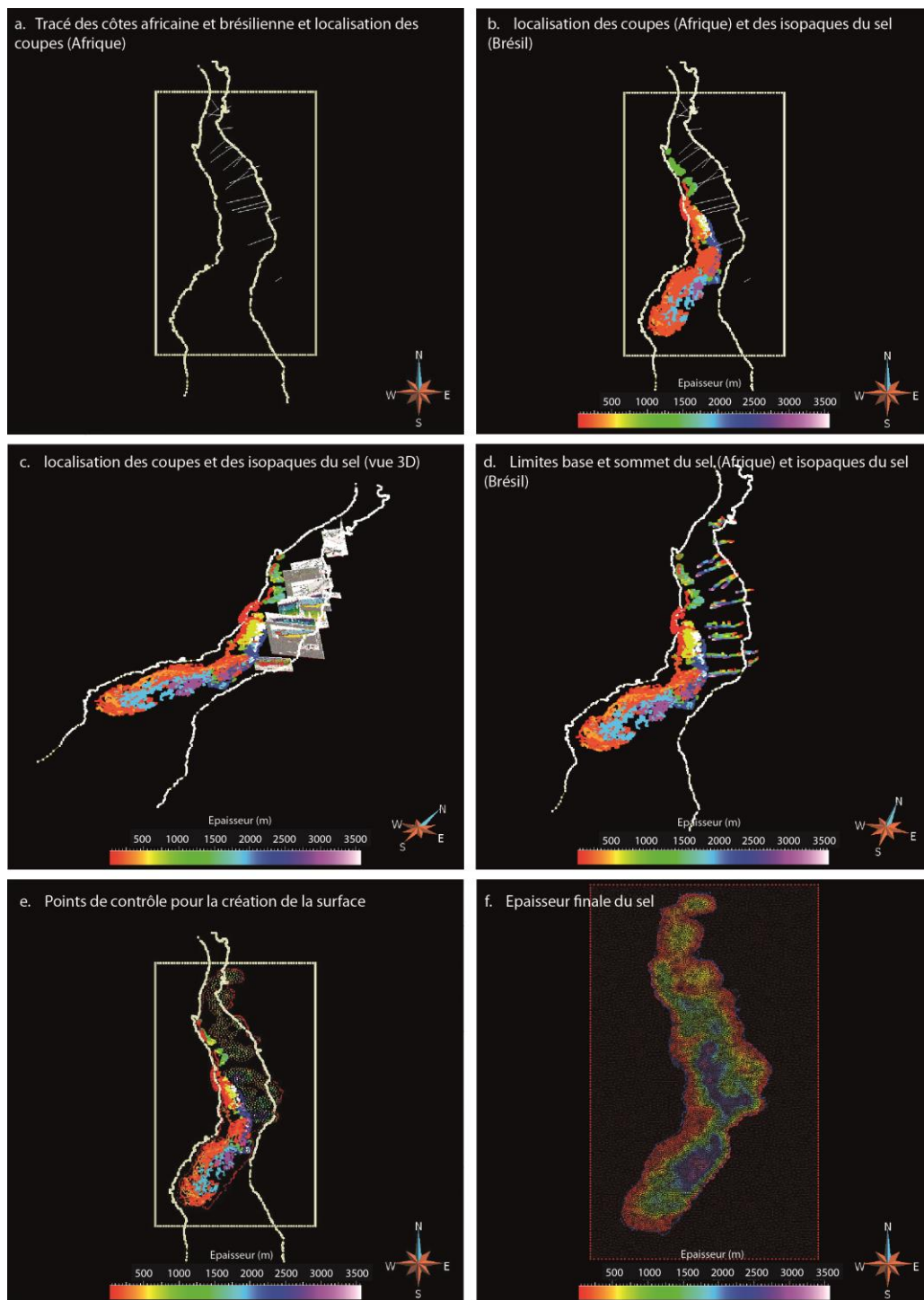
subplot(221)
plot(tt,[Subsid]);
legends(['Subsid en m'],[2,2],'ul')

subplot(221)
plot(tt,[ThickCumul]);
legends(['epaisseur cumulee en m'],[2,2],'ul')

```

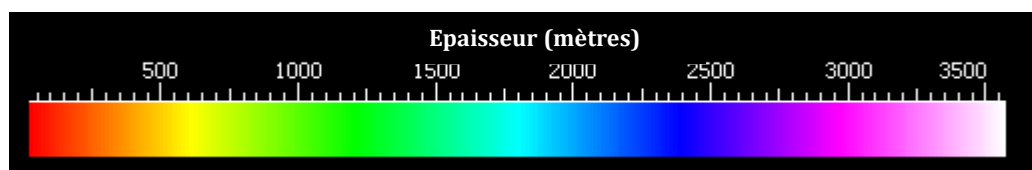
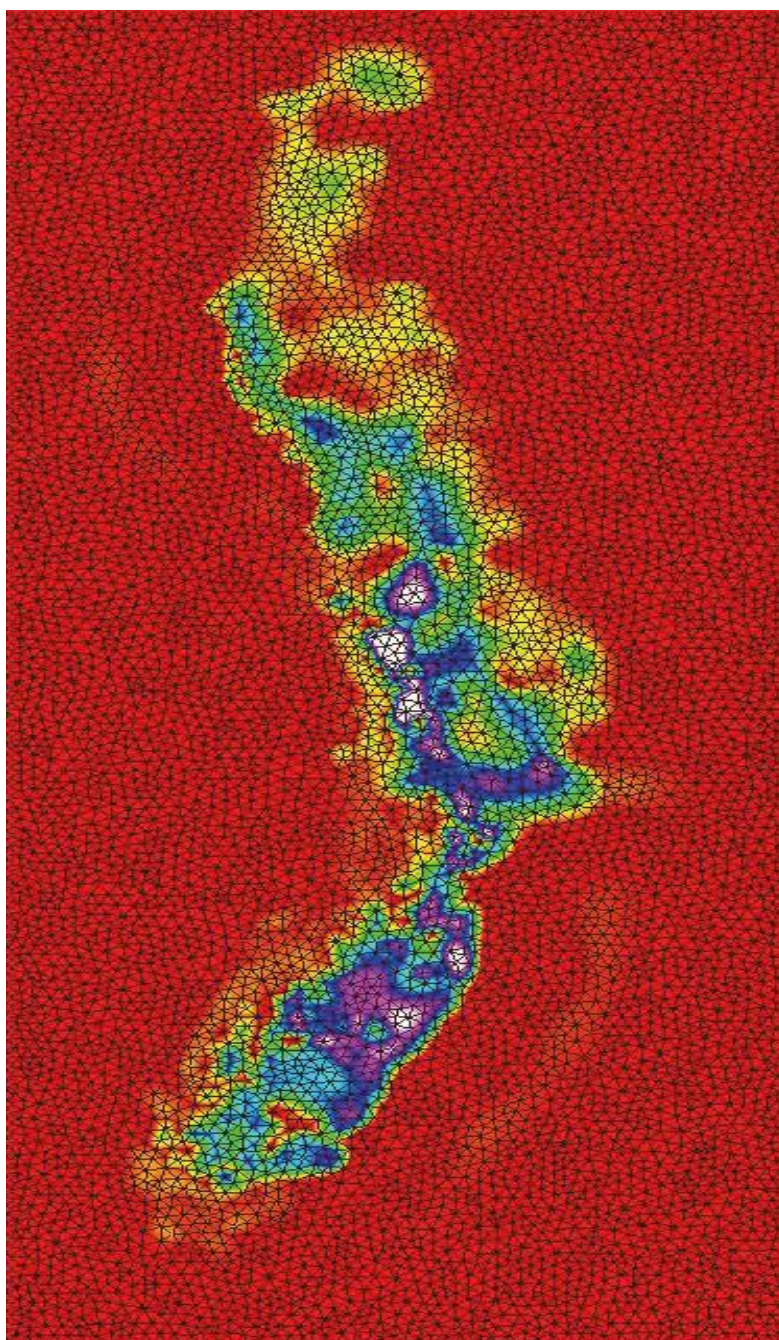
Modèle de calcul de la salinité dans un bassin au cours du temps et de la subsidence par isostasie

FIGURE ANNEXE 7



Données initiales (cartes isopaques du sel et coupes sismiques) utilisées pour estimer l'épaisseur de sel déposé(mètres) dans le segment Central.

FIGURE ANNEXE 8



Carte d'épaisseur du sel (mètres) obtenue sous Gocad